

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

PALÉOGÉOGRAPHIE QUATERNAIRE DE LA VALLÉE DE LA PETITE-NATION  
(QUÉBEC) : CARTOGRAPHIE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES (031G/11-EST)  
ET MODÉLISATION DE LA LITHOSTRATIGRAPHIE DE LA SOUS-SURFACE.

MÉMOIRE  
PRÉSENTÉ  
COMME EXIGENCE PARTIELLE  
DE LA MAÎTRISE EN GÉOGRAPHIE

PAR  
MARC-ANDRÉ HURTUBISE

DÉCEMBRE 2014

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL  
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»





## DÉDICACE

À mes parents Jean Hurtubise et Andrée Rancourt, ma petite sœur Gabrielle Hurtubise et ma conjointe Stéphanie Morin, je tiens à vous remercier pour votre soutien indéfectible et votre amour généreux. Votre présence m'est précieuse.  
Merci de tout cœur.

À la mémoire de mon grand-père Valérien Rancourt, un être d'érudition pour qui le travail assidu et l'accès à l'éducation étaient de la plus haute importance.

Bébé Hurtubise, je te dédie modestement ce mémoire.

## AVANT-PROPOS

Ce projet de recherche a été réalisé dans le cadre du Programme d'acquisition de connaissances des eaux souterraines du Québec (PACES). Initié en 2008 par le Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs (MDDEP) en collaboration avec le Ministère des Ressources naturelles et de la Faune (MRNF) et Géologie Québec, ce programme a pour mandat d'améliorer la compréhension des caractéristiques des eaux souterraines et des aquifères potentiels de l'ensemble du Québec municipalisé. Pour ce faire, des campagnes de cartographie des dépôts de surface et de modélisation de la stratigraphie des dépôts de sous-surface ont été initiées dans plusieurs de ces régions. Pour la région administrative de l'Outaouais, les travaux se sont échelonnés sur deux ans, soit les projets 2011-2012 (partie est) et 2012-2013 (partie ouest). La modélisation hydrogéologique a été attribuée à l'Université Laval (UL) et la cartographie des formations quaternaires superficielles aux départements de géographie et des Sciences de la Terre et de l'atmosphère (SCTA) de l'Université du Québec à Montréal (UQAM). Les données recueillies par l'UQAM et l'UL dans le cadre du projet PACES de la région municipalisée de l'Outaouais forment ainsi l'essentiel du corpus de ce mémoire. Il est important de mentionner que cette recherche a été rendue possible en bonne partie grâce au financement du Gouvernement du Québec durant la campagne de terrain et la cartographie des formations superficielles du PACES. Ces projets constituent d'excellentes opportunités académiques et de formation pour l'étude du Quaternaire au Québec. Ce fut un privilège que d'avoir pu faire partie de cette équipe. Je suis également très reconnaissant envers l'UQAM ainsi que leur personnel pour leur soutien, lequel m'a permis de bénéficier d'un support matériel et humain exceptionnel tout au long de la recherche.

Avant tout, je tiens à remercier mon directeur de recherche Robert-André Daigneault pour sa grande disponibilité, ses qualités de pédagogue et pour la rigueur de sa démarche. Il a su marier à merveille les professions de scientifique, de praticien et d'enseignant. C'est en bonne partie grâce

à ses enseignements que j'eus dès les premiers instants de mon parcours académique cet éveil pour la géographie physique et pour l'amour du paysage quaternaire.

Je souhaite aussi remercier Guillaume Comeau et l'équipe d'hydrogéologie de l'UL pour leur collaboration, notamment pour m'avoir gracieusement fourni leur base de données de forage. Merci à Olivier Caron et à Pierre-Marc Godbout, diplômés du département des SCTA (UQAM), qui ont été de précieuses ressources et qui m'ont permis de mieux comprendre les principes du traitement géostatistique appliqué à la géologie. Mes remerciements vont également à Martin Roy du département des SCTA ainsi qu'à Jacques Schroeder du département de géographie pour leurs suggestions et commentaires formulés lors de l'évaluation de ce mémoire. Un gros merci à mes aides de terrain Éric Leduc et Nancy Horth.

Une pensée toute spéciale au département de géographie auquel je suis fier d'appartenir, pour l'excellence de leur corps professoral et de leur programme, mais également au personnel de soutien pour leur dévouement et leur expertise. Messieurs Mario Bédard et Jacques Schroeder, vous m'avez fait don du plus beau cadeau qu'il soit, la rigueur intellectuelle dans l'appréciation du réel et je vous en suis profondément reconnaissant. Aussi, un merci chaleureux au maître de la représentation cartographique André Parent pour ses nombreux conseils et pour sa détermination sans borne face à mes questionnements répétés.

Je remercie sincèrement mon collègue et très cher ami Louis Bouchard, responsable du laboratoire des milieux naturels. Ta rigueur et ton dévouement ont fait en sorte que les rouages de l'analyse granulométrique n'ont plus de secrets pour moi.

Il m'importe finalement de remercier mes collègues de bureau et ami-e-s Sylvain Milette, Éric Leduc et Méлина Dubois-Verret. Votre intelligence a été une source d'inspiration de tous les instants. J'ai adoré notre complicité durant ces dernières années, autant à l'université qu'à l'extérieur, puisse-elle durer encore longtemps!

## TABLE DES MATIÈRES

DÉDICACE .....	III
AVANT-PROPOS.....	IV
LISTE DES FIGURES .....	X
LISTE DES TABLEAUX.....	XIV
LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET SYMBOLES .....	XV
RÉSUMÉ.....	XVI
INTRODUCTION .....	1
CHAPITRE I	
MISE EN CONTEXTE, TRAVAUX ANTÉRIEURS ET MÉTHODOLOGIE .....	3
1.1 Localisation .....	3
1.2 Physiographie .....	5
1.3 Hydrographie .....	8
1.4 Géologie du substrat rocheux.....	10
1.5 Travaux antérieurs .....	12
1.5.1 Les dépôts antérieurs à la dernière glaciation.....	13
1.5.2 La dernière glaciation .....	13
1.5.3 État de la cartographie des dépôts de surface et de sous-surface.....	25
1.6 Méthodologie .....	26
1.6.1 Cueillette de données .....	26
1.6.2 Traitement, analyse et modélisation des données.....	29
CHAPITRE II	
MOUVEMENTS GLACIAIRES RÉGIONAUX.....	34
2.1 Macroformes (plus de 100 m de longueur) .....	34

2.1.1	Rocher profilé .....	34
2.2	Mésoformes (1 m à 100 m de longueur) .....	35
2.2.1	Roche moutonnée .....	36
2.2.2	Cavetto .....	36
2.3	Microformes (moins de 1 m de longueur) .....	38
2.3.1	Stries et sillons .....	38
2.3.2	Les formes en croissant .....	38
2.4	Chronologie des mouvements glaciaires .....	40
2.5	Conclusion .....	44
CHAPITRE III		
LITHOSTRATIGRAPHIE DES DÉPÔTS QUATERNAIRES .....		46
3.1	Sédiments glaciaires .....	47
3.1.1	Origines .....	47
3.1.2	Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique .....	47
3.1.3	Géomorphologie .....	50
3.1.4	Texture et structures sédimentaires .....	50
3.2	Sédiments fluvioglaciaires .....	53
3.2.1	Origines .....	53
3.2.2	Sédiments juxtaglaciaires .....	53
3.2.3	Sédiments d'épandage proglaciaire subaquatique .....	58
3.3	Sédiments marins .....	61
3.3.1	Origines .....	61
3.3.2	Sédiments fins d'eau profonde .....	61
3.3.3	Sédiments deltaïques et prodeltaïques .....	66
3.3.4	Sédiments littoraux et pré littoraux .....	70
3.4	Sédiments alluviaux anciens .....	73
3.5	Sédiments organiques .....	76
3.6	Dépôts de glissement de terrain .....	77

CHAPITRE IV  
 MODÉLISATION LITHOSTRATIGRAPHIQUE QUATERNAIRE DE LA SOUS  
 SURFACE DE LA RÉGION DE LA VALLÉE DE LA PETITE-NATION..... 78

4.1	Introduction .....	78
4.2	Méthodologie .....	79
4.2.1	Collecte et préparation des données.....	79
4.2.2	Évaluation de la qualité des données.....	83
4.2.3	Sélection des meilleurs forages et interprétation génétique des séquences sédimentaires.....	87
4.2.4	Modélisation de la topographie du socle rocheux.....	89
4.2.5	Modélisation des coupes stratigraphiques transversales .....	94
4.3	Présentation des résultats .....	95
4.3.1	Coupes topostratigraphiques du secteur nord (région du lac Simon) .....	99
4.3.2	Coupes topostratigraphiques du secteur centre (région entre Chénéville et Saint-André-Avellin) .....	102
4.3.3	Coupes topostratigraphiques du secteur sud (région de North Nation Mills) .....	108
4.3.4	Modèle stratigraphique régional .....	115
4.3	Conclusion .....	117

CHAPITRE V  
 PALÉOGÉOGRAPHIE QUATERNAIRE DE LA RÉGION DE LA VALLÉE DE LA  
 PETITE-NATION..... 121

5.1	Événements antérieurs au dernier maximum glaciaire .....	121
5.2	La Glaciation wisconsinienne.....	122
5.2.1	Maximum glaciaire.....	122
5.2.2	Début du retrait glaciaire.....	124
5.2.3	Le Lac glaciaire Candona.....	127
5.2.4	La Mer de Champlain .....	129
5.2.5	Vidange des lacs proglaciaires par la vallée du Saint-Laurent.....	134
5.2.6	Complexe morainique de Saint-Narcisse .....	136



5.2.7	Fin de la Mer de Champlain.....	142
5.2.8	Vidange des lacs proglaciaires par la vallée de l'Outaouais.....	145
5.3	La période postglaciaire.....	145
5.3.1	La prorivière des Outaouais.....	145
5.3.2	Les mouvements gravitaires .....	149
CONCLUSION.....		150
ANNEXE A.....		153
ANNEXE B.....		155
ANNEXE C.....		157
ANNEXE D .....		159
BIBLIOGRAPHIE .....		162



## LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1 Localisation du terrain d'étude à l'échelle régionale et index des feuillets de la BNDT. ....	4
1.2 Localisation de la région étudiée, des secteurs ciblés pour la cartographie des dépôts superficiels et pour la modélisation des unités lithostratigraphiques quaternaires de la sous-surface.....	5
1.3 Cadre physiographique et topographique de la région de la vallée de la Petite-Nation .....	7
1.4 Hydrographie sud du bassin versant de la Petite-Nation et localisation des bassins versants voisins.....	9
1.5 Géologie du substrat rocheux de la région de la vallée de la Petite-Nation. ....	11
1.6 Couverture géographique des photos aériennes du feuillet 031G/11-EST. ....	27
1.7 Architecture des géofiches détaillées dans la base de données Access. ....	30
1.8 Étapes de la cartographie des formations superficielle et comparaison des méthodes de cartographie conventionnelle sous format papier et numérique en environnement Summit Evolution. ....	32
2.1 Rochers profilés, linéaments du socle rocheux et MNE ombragé dans la partie nord de la cartographie (031G/11-EST). ....	35
2.2 Partie sommitale d'un roche moutonnée orientée vers le sud. ....	36
2.3 Cavetto marqué par des stries fines orientées 030°-210°. ....	37
2.4 Surface marquée de stries fines et nettes orientées 000°-180° .....	39
2.5 Train de broutures concaves orientées vers 170° .....	39
2.6 Localisation, orientation et chronologie relative des formes d'érosion glaciaire et principaux mouvements glaciaires (031G/11-EST). ....	40

2.7	Histogramme de fréquence des formes d'érosion en fonction de leur orientation et chronologie des mouvements .....	42
2.8	Surface tronquée située entre Portage-de-la-Nation et Papineauville témoignant de deux mouvements. ....	43
2.9	Affleurement au sud de Saint-Sixte témoignant de deux mouvements. ....	43
2.10	Affleurement en bordure de l'autoroute 50 près de Thurso présentant trois mouvements glaciaires.....	44
3.1	Les unités lithostratigraphiques quaternaires de la région de Saint-André-Avellin représentées par les coupes les plus significatives. ....	48
3.2	Répartition spatiale des unités lithostratigraphiques glaciaires et du socle rocheux affleurant. ....	49
3.3	Diagramme ternaire des résultats de l'analyse granulométrique de onze échantillons de sédiments d'origine glaciaire. ....	51
3.4	Illustrations des faciès du till dans différents sites. ....	52
3.5	Répartition spatiale des sédiments fluvioglaciaires et des formes associées. ....	54
3.6	Diagramme ternaire des résultats de l'analyse granulométrique de deux échantillons de sédiments fluvioglaciaires d'origine juxtaglacière.....	56
3.7	Illustrations d'environnements juxtaglacière. ....	57
3.8	Illustrations d'environnements d'épandage proglaciaire subaquatique.....	59
3.9	Formation d'un épandage proglaciaire subaquatique dans un environnement marin profond.....	60
3.10	Répartition et altitude des dépôts marins fins d'eau profonde.....	62
3.11	Diagrammes ternaires des résultats de l'analyse granulométrique des échantillons de sédiments marins. ....	64
3.12	Illustrations d'environnements marins profonds.....	65
3.13	Répartition et altitude moyenne des formations deltaïques et prodeltaïques marines. ....	67
3.14	Illustrations d'environnements marins deltaïques et prodeltaïques. ....	69
3.15	Illustration d'environnements littoraux et pré-littoraux. ....	71

3.16	Trois cordons littoraux au sein d'une crête sableuse surplombant légèrement la plaine argileuse, entre Burks Corner et Plaisance. ....	72
3.17	Répartition des formes et des dépôts alluviaux associés à la protorivière des Outaouais. ....	75
3.18	Diagramme ternaire des résultats de l'analyse granulométrique de deux échantillons de sédiments alluviaux. ....	76
4.1	Localisation des forages selon leur source au sein de la vallée de la Petite-Nation. ....	81
4.2	Architecture de la base de données relationnelle. ....	82
4.3	Visualisation des données d'un forage à l'aide de l'interface graphique de Access. ....	83
4.4	Comparaison de modèles d'épaisseur des dépôts. ....	92
4.5	Organigramme de la création des coupes géologiques transversales. ....	96
4.6	Localisation des 20 coupes géologiques transversales et index des secteurs représentés en cartographie détaillée. ....	97
4.7	Localisation détaillée des 20 coupes géologiques transversales par rapport aux formations superficielles simplifiées issues de la cartographie du PACES. ....	98
4.8	Coupes transversales du secteur nord (page 1/2) et légende. ....	100
4.9	Coupes transversales du secteur nord (page 2/2). ....	101
4.10	Coupes transversales du secteur centre (page 1/4). ....	103
4.11	Coupes transversales du secteur centre (page 2/4). ....	104
4.12	Coupes transversales du secteur centre (page 3/4). ....	105
4.13	Coupes transversales du secteur centre (page 4/4). ....	106
4.14	Coupes transversales du secteur sud (page 1/5). ....	109
4.15	Coupes transversales du secteur sud (page 2/5). ....	110
4.16	Coupes transversales du secteur sud (page 3/5). ....	111
4.17	Coupes transversales du secteur sud (page 4/5). ....	112
4.18	Coupes transversales du secteur sud (page 5/5). ....	113
4.19	Coupe topostratigraphique synthèse de la vallée de la Petite-Nation entre le lac Simon et la rivière des Outaouais. ....	116

5.1	Évolution de l'écoulement glaciaire dans la vallée de l'Outaouais et la haute vallée du Saint-Laurent (dates $^{14}\text{C}$ B.P.) .....	123
5.2	Modèle de déglaciation de l'Amérique du Nord et de vidange des Grands Lacs glaciaires de Dyke (2004) .....	125
5.3	Évolution du retrait de l'Inlandsis laurentidien en milliers d'années (ka) $^{14}\text{C}$ B.P. et en ka cal. (entre parenthèses) dans le sud du Québec .....	126
5.4	Limites diachroniques de la Mer de Champlain .....	130
5.5	Courbes d'émersion des basses terres du Saint-Laurent au cours de l'épisode champlainien illustrant le retard du rajustement isostatique au nord-ouest de Montréal .....	132
5.6	Schéma synthèse des séquences de déposition glaciaires et postglaciaires dans la vallée de la Petite-Nation .....	134
5.7	Corrélations de fronts glaciaires suggérés associés à la Moraine de Saint-Narcisse, répartition des séquences fluvioglaciaires superficielles et enfouies et des séquences argileuses enclavées .....	138
5.8	Modèle numérique de terrain de l'est de l'Ontario et du sud-ouest du Québec avec un gauchissement isostatique de 0,3 m/km vers le nord illustrant les anciens chenaux anastomosés de la prorivière des Outaouais et localisation de spécimens d'eau douce Lampsilis de Rodrigues et Richard (1985) .....	148

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
1.1 Caractéristiques sédimentaires, stratigraphiques et biogéniques des dépôts meubles.....	28
1.2 Avantages de l'interprétation en stéréoscopie numérique par rapport à la méthode traditionnelle. ....	33
3.1 Les formations quaternaires distinguées en cartographie et leur superficie.....	46
4.1 Codes sédimentaires des séquences stratigraphiques échantillonnées.....	79
4.2 Adaptation de la légende quaternaire des formations superficielles au modèle lithostratigraphique. ....	82
4.3 Critères de validation des données de forages. ....	85
4.4 Pourcentage de refus des forages contrôlés en fonction de l'organisme.....	88
4.5 Codes utilisés dans d'interprétation des sédiments en forages .....	89
5.1 Chronologie des événements associés à l'épisode de Saint-Narcisse.....	137



## LISTE DES ABRÉVIATIONS, SIGLES ET SYMBOLES

### ABRÉVIATIONS

BDTQ	Base de données topographique du Québec
BNDT	Base nationale de données topographique
MNE	Modèle numérique d'élévation
MRC	Municipalité régionale de comté
PACES	Programme d'acquisition des connaissances sur les eaux souterraines
SIG	Système d'information géographique
SIH	Système d'information hydrogéologique
SNRC	Système national de référence cartographique
UL	Université Laval
UQAM	Université du Québec à Montréal

### SIGLES ET SYMBOLES

ca.	Calibré
cal.	Calendaire
B.P.	<i>Before present</i>
ka	Millier d'années
Ma	Million d'années
Ga	Milliard d'années
N	Nord
S	Sud
E	Est
O	Ouest

## RÉSUMÉ

L'objectif principal de ce mémoire est la reconstitution des événements quaternaires glaciaires et postglaciaires de la vallée de la Petite-Nation en Outaouais (sud-ouest du Québec). Les relations spatio-temporelles des principales composantes géophysiques glaciaires de la région ont été établies à l'aide d'une approche géomorphologique, stratigraphique et sédimentologique appliquée lors d'une campagne de terrain (124 relevés détaillés et 40 échantillons) et de la collecte de 2496 forages. Pour ce faire, nous avons d'abord défini la répartition des formes d'érosion et des dépôts glaciaires, laquelle s'exprime par la carte des formations superficielles la région de Saint-André-Avellin (031G/11-EST). Nous avons ensuite cherché à révéler la stratigraphie de sous-surface à partir de la modélisation de données obtenues par forages. Il en résulte 20 coupes topostratigraphiques représentant la vallée de la Petite-Nation, entre Chénéville-Lac Simon et la rivière des Outaouais. De celles-ci découle également un modèle topostratigraphique régional synthèse. Nos résultats sur la chronologie relative des écoulements glaciaires sont conformes aux observations de Ross (2004) et indiquent un mouvement vers le sud-ouest qui correspond à un courant glaciaire vers les Grands Lacs au début de la déglaciation. L'écoulement a ensuite dévié vers le sud sous l'effet du contrôle topographique. Ce mouvement pourrait également correspondre au mouvement Pléniglaciaire, bien qu'il soit difficile de les différencier. Nous avons également identifié la présence de trois fronts morainiques composés d'épandages subaquatiques qui semblent associés à une orientation ENE-OSO de la marge glaciaire. Suite à la déglaciation, les eaux du Lac glaciaire Candona (phase tardive?), puis celles de la Mer de Champlain ont envahi la vallée de la Petite-Nation (Occhietti *et al.*, 2011). La présence d'un delta marin à une altitude de 232 m près de Chénéville donne le niveau maximal des eaux champlainiennes dans notre secteur (Milette *et al.*, 2012). Au sud du lac Simon, des sédiments marins fins enfouis sous des sédiments d'épandage proglaciaire associés à la Moraine de Saint-Narcisse (Milette *et al.*, 2012) indiquent une réavancée locale de la glace dans la partie sud du lac Simon. Le relèvement isostatique qui s'est opéré suite à la déglaciation est marqué par une série de deltas marins régressifs édifiés à des altitudes de 200, 170, 142 et 80 m. Au début de l'Holocène, la protorivière des Outaouais (Aylsworth *et al.*, 2000; MacPherson, 1967) a finalement succédé à la Mer de Champlain : de larges chenaux anastomosés, sans doute alimentés initialement par le drainage des lacs proglaciaires Algonquin, Agassiz, Barlow et Ojibway (Lewis et Anderson, 1989), ont entaillé les sédiments marins en place en trois phases représentées par des terrasses fluviales à 80, 69 et 50 m. Au-delà des nouvelles données paléogéographiques, nos travaux se veulent également une contribution sur les connaissances de la composition des sols, lesquelles seront utiles pour la gestion des ressources aquifères, l'aménagement du territoire et la gestion des risques naturels.

**MOTS-CLÉS :** paléogéographie, géomorphologie glaciaire, cartographie des formations superficielles, modélisation de la lithostratigraphie de sous-surface, écoulements glaciaires, marges glaciaires, complexe morainique de Saint-Narcisse, Mer de Champlain, protorivière des Outaouais.

## INTRODUCTION

À plusieurs reprises au cours du Quaternaire, des vastes étendues du continent américain se sont trouvées entièrement recouvertes sous une immense masse de glace (Dyke, 2004). En ce sens, le Québec constitue un terreau particulièrement fertile à la recherche en géomorphologie glaciaire. En effet, les paysages québécois sont largement tributaires du passage des inlandsis. Bien que nos connaissances sur les glaciations du Québec méridional aient évolué, plusieurs secteurs n'ont pas encore fait l'objet de travaux de recherche à une échelle détaillée (ex. 1:50 000) et l'architecture de la stratigraphie de sous-surface demeure largement méconnue. Tel est le cas de la région de Saint-André-Avellin en Outaouais, Québec.

La présente étude se penche sur les événements ayant marqué le dernier cycle glaciaire dans la vallée de la Petite-Nation, dans la partie sud-ouest du Québec. Vu son contexte physiographique de basse vallée ayant pu préserver une séquence lithostratigraphique plus longue qu'ailleurs sur le Bouclier canadien en plus de la présence de la Moraine de Saint-Narcisse, cette région est très intéressante pour l'étude du Quaternaire. Cette recherche fondamentale s'inscrit dans une approche géomorphologique, stratigraphique et sédimentologique appliquée à l'étude des composantes glaciaires du Quaternaire et à leurs relations spatio-temporelles. Sa pertinence est fondée sur une volonté de mieux définir la répartition des unités lithostratigraphiques superficielles et des formes et ainsi compléter les travaux antérieurs en ce qui a trait notamment à l'identification de leur genèse et aux haltes glaciaires liées aux fluctuations climatiques du Dryas récent. De plus, la modélisation de la stratigraphie de sous-surface dans ce secteur constitue un travail novateur.

L'objectif principal de ce mémoire est la reconstitution de la paléogéographie quaternaire de la région de la vallée de la Petite-Nation. La réalisation de cet objectif s'appuie sur une analyse de la répartition des dépôts et des formes de surface, représentée par la carte des formations



superficielles de la région de Saint-André-Avellin (feuille 031G/11-EST), et sur une exploration de la stratigraphie de la surface au socle rocheux grâce à la modélisation de l'architecture lithostratigraphique quaternaire de la sous-surface du sud du bassin versant de la Petite-Nation, du lac Simon au nord jusqu'à la rivière des Outaouais au sud. De plus, une présentation détaillée de la méthodologie utilisée dans le cadre de la modélisation permet de répondre à un second objectif, celui de livrer un protocole que nous croyons suffisamment détaillé, accessible et reproductible pour de futurs travaux dans le domaine de la modélisation des unités lithostratigraphiques quaternaires enfouies.

Le choix d'étendre la modélisation des unités lithostratigraphiques quaternaires de la sous-surface au-delà de la région cartographiée du feuillet 031G/11-EST est d'abord justifié par une volonté de couvrir la région directement au nord de Saint-André-Avellin, celle de Chénéville-Lac-Simon où la présence de la Moraine de Saint-Narcisse a été documentée. Ce territoire est donc susceptible de contenir des indices stratigraphiques inédits de la position de la marge glaciaire lors de son retrait, lesquels pourraient être révélés grâce à l'analyse de la stratigraphie de sous-surface. Aussi, l'analyse à l'échelle du bassin versant nous permet une analyse du territoire à une échelle plus régionale, renforçant par le fait même nos hypothèses de mise en place des dépôts quaternaires au sein du territoire plus restreint que nous avons cartographié.

Le présent mémoire comporte cinq chapitres. Le premier est consacré à la présentation du territoire, à une revue de littérature des principales publications scientifiques du secteur et à la méthodologie de cette étude. Dans le deuxième chapitre, nous présentons les différentes formes d'érosion glaciaire recensées et nous proposons ensuite une chronologie relative des mouvements glaciaires. Le troisième chapitre consiste en une caractérisation des formations superficielles quaternaires observées selon leur origine, leur nature sédimentologique et leurs formes. Le quatrième chapitre expose en détail la méthodologie privilégiée pour la modélisation des unités lithostratigraphiques quaternaires de la sous-surface et présente les résultats obtenus. Le cinquième et dernier chapitre propose une reconstitution des événements quaternaires de la région d'étude en fonction des résultats de la cartographie et de la modélisation.

## CHAPITRE I

### MISE EN CONTEXTE, TRAVAUX ANTÉRIEURS ET MÉTHODOLOGIE

#### 1.1 Localisation

Le terrain où la cartographie des dépôts superficiels a été réalisée correspond à la moitié est du territoire québécois se trouvant à l'intérieur du feuillet topographique 031G/11 (figure 1.1). Elle est située entre les latitudes 45°35'00" et 45°45'00" nord, et les longitudes 75°15'00" et 75°00'00" ouest. Sa superficie totale est de 350 km<sup>2</sup>. Le terrain étudié pour la modélisation des unités quaternaires de la sous-surface correspond au sud du bassin versant de la Petite-Nation. Il recoupe en partie les feuillets SNRC 031G/10, 031G/11, 031G/14 et 031G/15. Il est délimité par les latitudes 45°31'00" et 46°00'00" nord et les longitudes 75°22'30" et 74°45'00" ouest, pour une superficie totale de 1 359 km<sup>2</sup>.

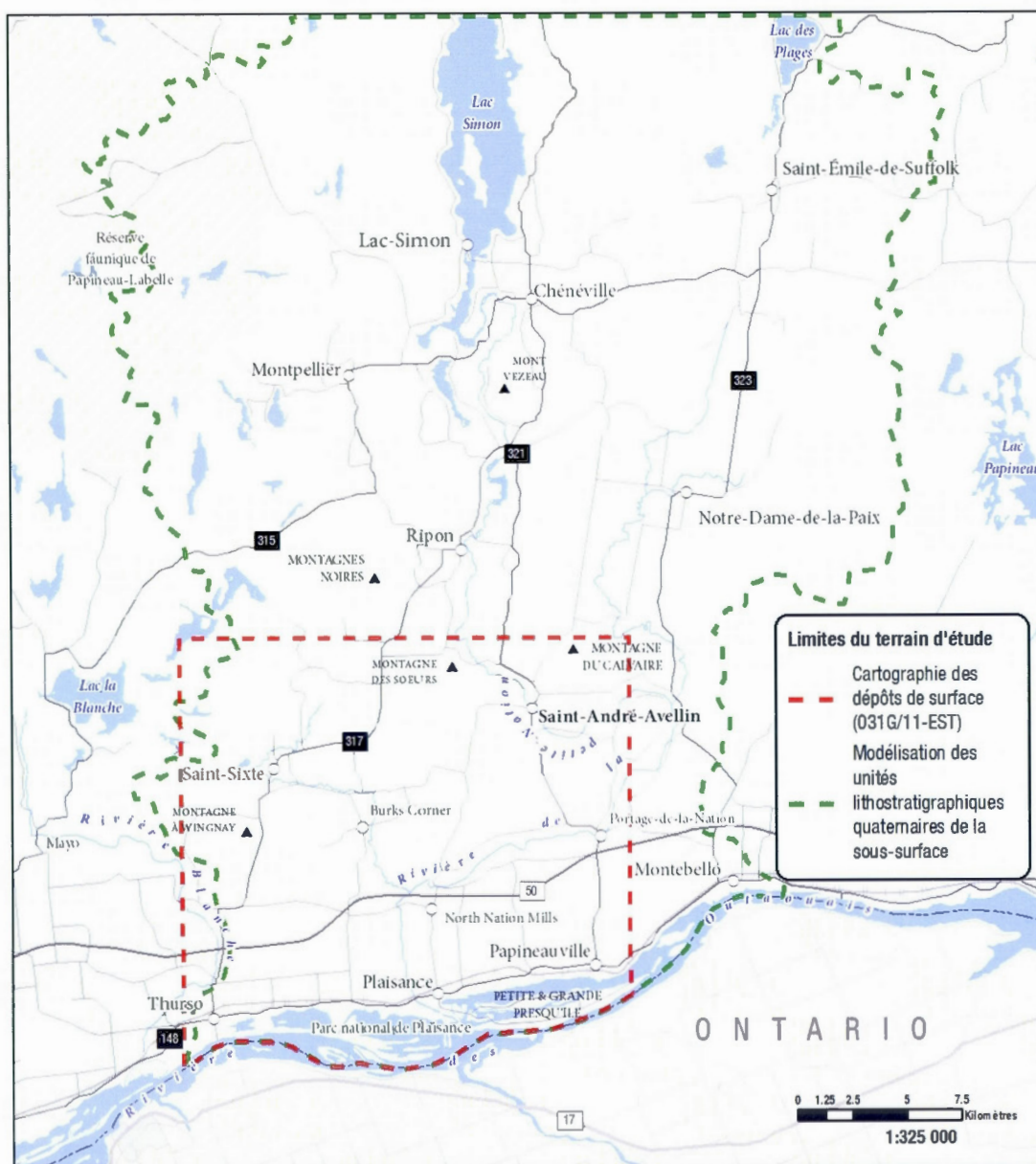
L'ensemble de la région étudiée fait partie de la MRC de Papineau. Cette dernière comptait en 2013 environ 22 900 habitants<sup>1</sup> répartis principalement dans les villes de Thurso, de Ripon, de Chénéville, de Saint-André-Avellin et de Montebello. Cette région, à mi-chemin entre Montréal et Ottawa, présente une utilisation des terres à vocation agricole principalement, bien qu'elle compte également des secteurs plus boisés comprenant entre autres le parc national de Plaisance, au sud, et une partie de la réserve faunique Papineau-Labelle, au nord. Les activités économiques liées à l'exploitation des ressources granulaires sont également présentes, comme en font foi les nombreuses gravières et sablières établies sur le territoire. L'accès routier à la région comprend l'autoroute 50 et la route 148 qui desservent l'axe est-ouest tandis que les routes 315, 317, 321 et 323, l'axe nord-sud (figure 1.2).

---

<sup>1</sup> Population totale en 2013, Institut de la statistique du Québec.







**Figure 1.2** Localisation de la région étudiée, des secteurs ciblés pour la cartographie des dépôts superficiels et pour la modélisation des unités lithostratigraphiques quaternaires de la sous-surface.

## 1.2 Physiographie

La partie sud du bassin versant de la rivière de la Petite-Nation chevauche deux grandes régions physiographiques : au nord, la région laurentienne du Bouclier canadien et au sud, les basses

terres du Saint-Laurent. À l'exemple de Faessler (1948), nous avons placé la limite altitudinale entre ces deux régions physiographiques à 230 m; altitude qui, comme nous le verrons plus loin, correspond à peu près à celle de l'invasion marine postglaciaire (figure 1.3).

Le secteur des basses terres du Saint-Laurent correspond à la basse vallée de l'Outaouais qui s'étend d'Ottawa jusqu'au lac des Deux-Montagnes, au nord-ouest de l'île de Montréal. Son altitude moyenne se situe entre 40 et 60 m environ. Le secteur des hautes terres fait partie de la région laurentienne, une ancienne surface d'érosion précambrienne au relief ondulé qui occupe environ les deux tiers de la zone à l'étude. Dans la vallée de la Petite-Nation, ces hautes terres s'élèvent rapidement au-dessus des basses terres du Saint-Laurent (Bostock, 1972). L'altitude moyenne des hautes terres est d'environ 260 m. Les collines les plus élevées sont celles du mont Vezeau (335 m) au sud de Chénéville, des montagnes Noires (425 m) à l'ouest de Ripon et de la montagne des Sœurs (330 m) à l'ouest de Saint-André-Avellin. À l'échelle régionale, ces hautes terres sont marquées par de multiples vallées étroites orientées nord-sud : d'ouest en est, on note les vallées de la rivière Gatineau, de la Lièvre, de la Petite-Nation, de Plaisance et de la Rouge (Richard, 1980). Une large portion du territoire à l'étude se situe dans la vallée de la Petite-Nation. Cette dernière pénètre à l'intérieur des hautes terres, à partir de la vallée de l'Outaouais jusqu'au lac Simon. Elle est légèrement inclinée vers le sud : son altitude est d'environ 220 m au nord, près du lac Simon, et de 50 m au sud, aux abords de la rivière des Outaouais. La plupart des exploitations agricoles se trouvent dans cette vallée ainsi que dans celle de l'Outaouais.



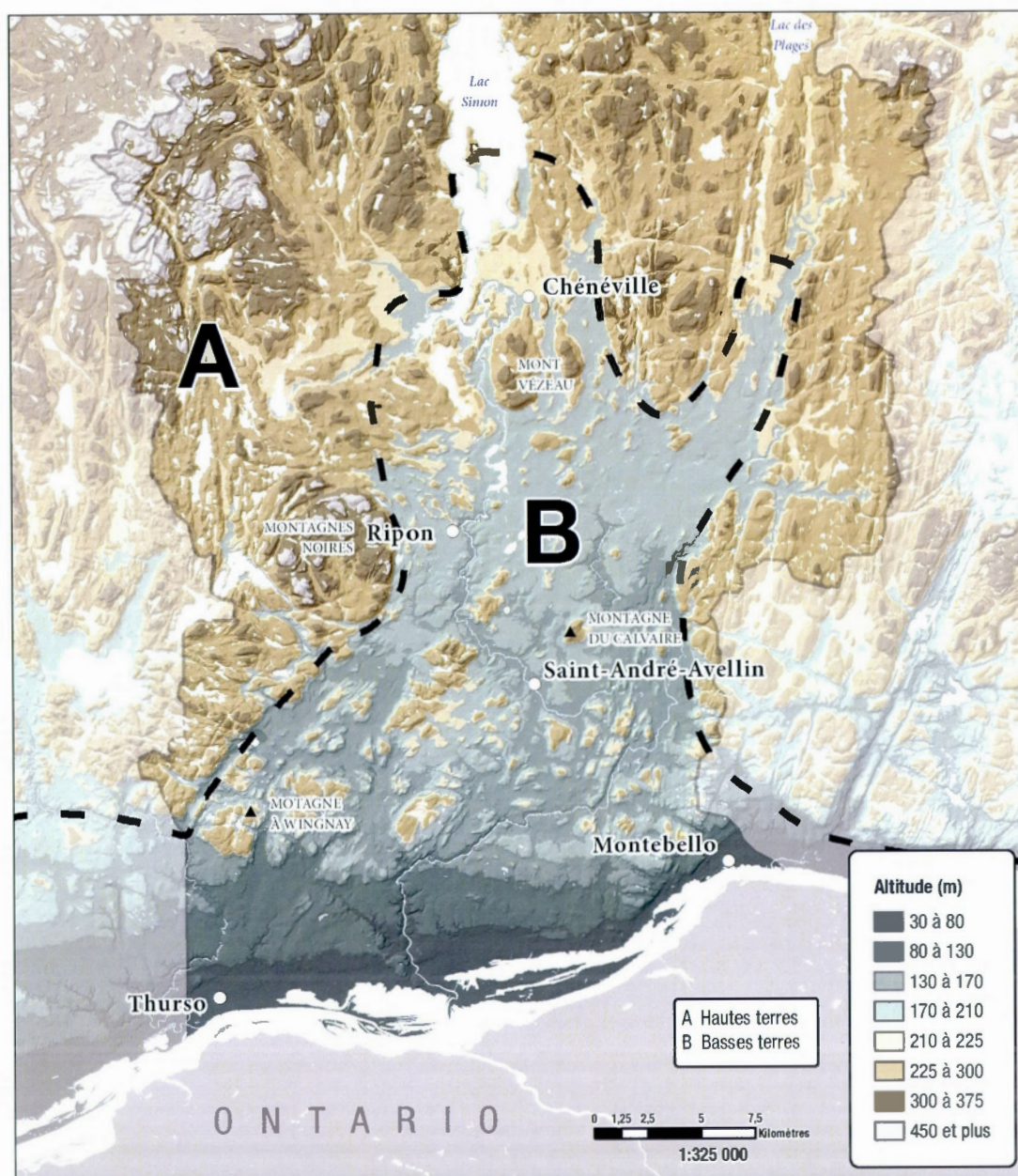


Figure 1.3 Cadre physiographique et topographique de la région de la vallée de la Petite-Nation. Le tireté correspond à la délimitation entre les régions physiographiques des hautes terres (A) et des basses terres (B).

### 1.3 Hydrographie

La superficie totale du bassin versant de la Petite-Nation est de 2 248 km<sup>2</sup> tandis que la portion du cours inférieur de la rivière Outaouais est de 5 888 km<sup>2</sup>, dont seulement 170 km<sup>2</sup> sont inclus au sein du terrain d'étude (figure 1.4; Ressources naturelles du Canada, 2003). Ces derniers sont bordés à l'ouest par les bassins versants de la rivière du Lièvre et au nord et à l'est par ceux de la Rouge et du Nord. Les principales rivières présentes sont, de l'ouest vers l'est, la rivière de la Petite Blanche, la rivière Saint-Sixte, la rivière Laroche, la rivière de la Petite-Nation et la petite rivière Rouge. Toutes ces rivières s'écoulent vers le sud, vers la rivière des Outaouais, qui elle s'écoule de l'ouest vers l'est, vers le lac des Deux-Montagnes. La rivière de la Petite-Nation prend sa source des lacs Saint-Denis et Ouananiche, au nord du terrain d'étude. Elle traverse par la suite le lac Gagnon, le lac Simon (le plus grand de la région) et le lac Barrière avant de se déverser dans la rivière des Outaouais. La rivière Saint-Sixte et la petite rivière Rouge sont ses principaux affluents. Parmi les autres plans d'eau notables, il y a le lac en Cœur dont les eaux se déchargent dans la rivière Saint-Sixte et le lac des Plages, qui se draine par la petite rivière Rouge. La transition entre la région laurentienne et les basses terres est marquée par la présence de plusieurs chutes et rapides (Lajoie, 1967). Notons finalement que le niveau de l'eau de la rivière Outaouais a été rehaussé de quelques mètres depuis la construction du barrage de Carillon, au Québec durant les années 1960.



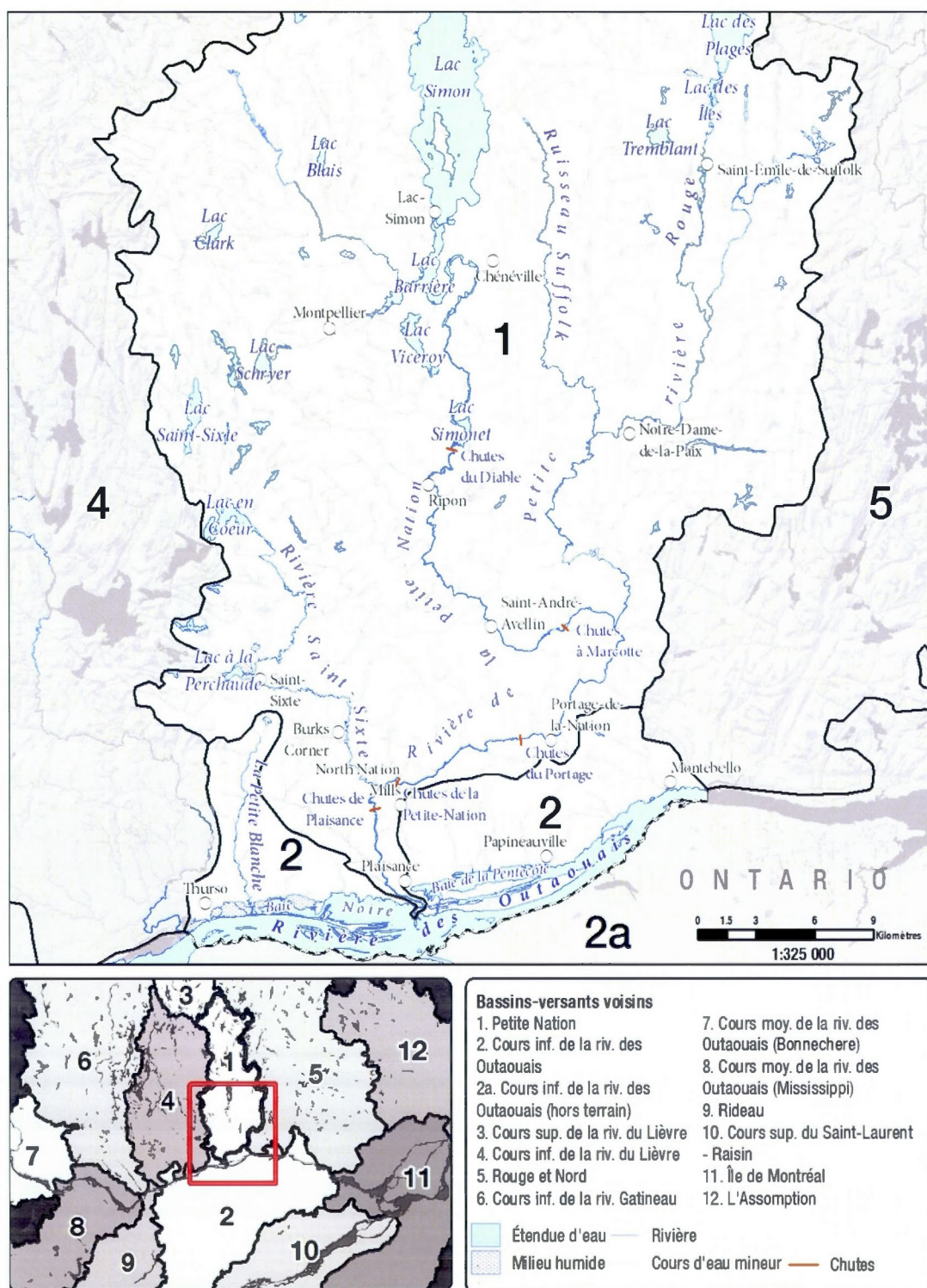


Figure 1.4 Hydrographie sud du bassin versant de la Petite-Nation et localisation des bassins versants voisins (Ressources naturelles du Canada, 2003).



#### 1.4 Géologie du substrat rocheux

La région à l'étude se trouve à la frontière de deux provinces géologiques : celle du Grenville au nord et celle de la plate-forme du Saint-Laurent au sud (figure 1.5). À l'échelle du Québec, le Grenville constitue les deux tiers du territoire et forme une large bande de 300 à 600 km de large par près de 2000 km de long (Hocq, 1994). Cette province géologique a été mise en place à partir du Mésoprotérozoïque ancien (1,3 à 1,2 Ga ca.), époque à laquelle les marges est et sud du craton nord-américain devinrent des zones de convergence (Davidson, 1998). Plus tard à l'Hélikien, la chaîne de montagnes des Laurentides, dont l'ampleur était comparable à l'orogène himalayen actuel, s'est mise en place. Cette orogénèse a pris fin vers 1,0 Ga d'années et depuis, les reliefs qui lui étaient associés ont été aplanis par plusieurs cycles d'érosion (Davidson 1998).

D'après les travaux de Rivers *et al.* (1989), la Province du Grenville se décline en trois domaines tectoniques définis selon l'âge du substrat rocheux. Au sein de la vallée de la Petite-Nation, on observe principalement des roches métasédimentaires du domaine allochtone monocyclique. Elles ont été formées au Mésoprotérozoïque moyen ou récent et présentent un haut degré de métamorphisme régional, typique d'un niveau structural inférieur (Davidson, 1998 ; Hocq, 1994). On y recense également des roches intrusives de haute température un peu plus jeunes, datant du Mésoprotérozoïque récent (Davidson, 1998).

Les terrains de Mont-Laurier et de Morin, lesquels recoupent la région, sont délimités par une large zone de failles de plusieurs km de large : la zone tectonique de Labelle-Kinonge (Hocq, 1994). On y retrouve notamment des gneiss granulitiques, des intrusions d'anorthosite et de charnockite, ainsi qu'une série de linéaments d'orientation NNE-SSO (Davidson, 1998). Les gneiss charnockitiques associés à cette zone sont principalement présents à l'ouest de notre secteur.

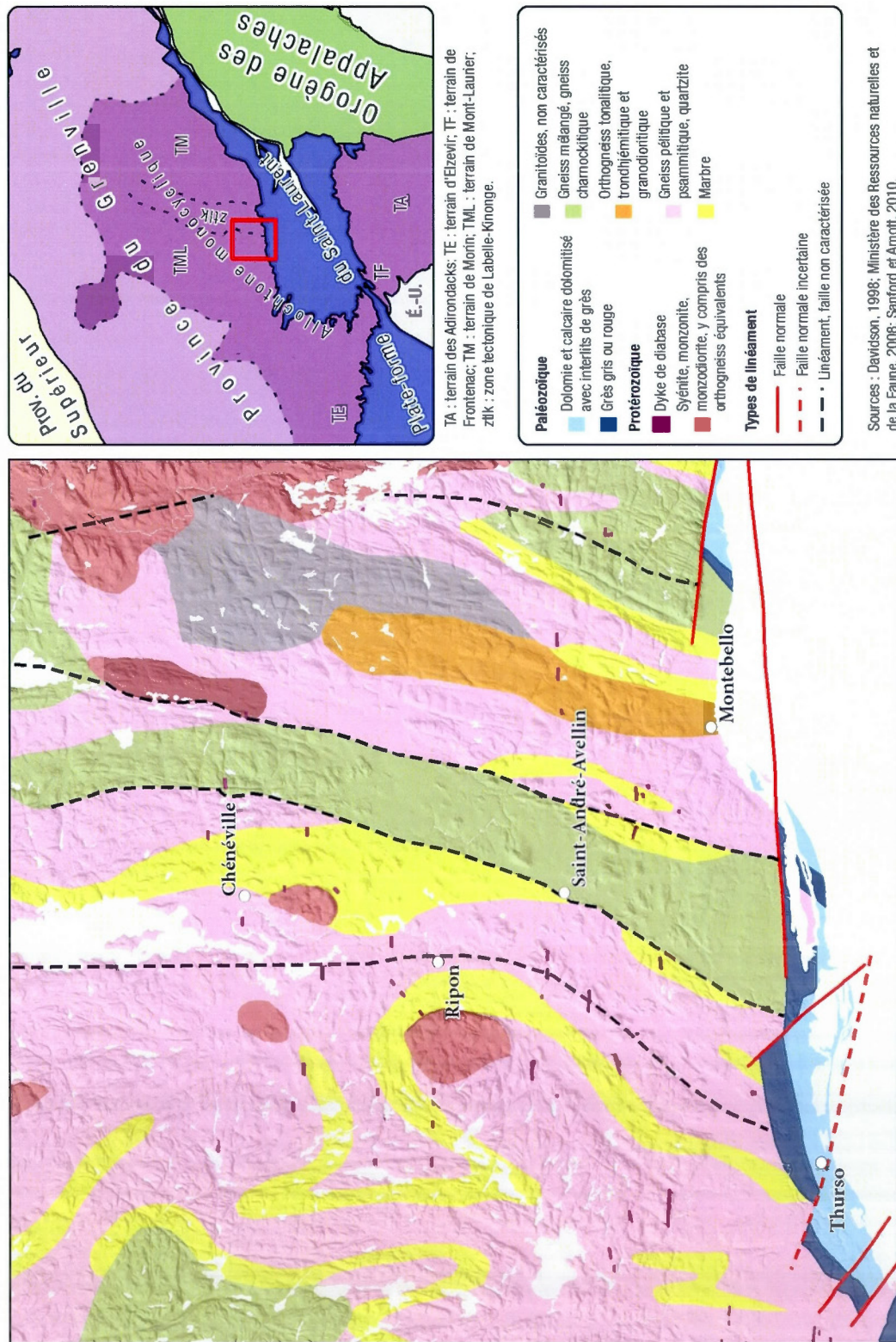


Figure 1.5 Géologie du substrat rocheux de la région de la vallée de la Petite-Nation.



En ce qui concerne la plate-forme du Saint-Laurent, elle est constituée de plusieurs strates de roches sédimentaires qui reposent directement sur le socle précambrien. Celles-ci ont été mises en place au Paléozoïque, entre le Cambrien et le Silurien, à l'intérieur ou aux abords de l'épisode de l'océan Iapetus (Hocq, 1994). Deux groupes lithostratigraphiques sont présentes dans la zone d'étude : le Groupe de Potsdam à la base et le Groupe de Beekmantown au sommet (Sanford et Arnott, 2010). Le Groupe de Potsdam est représenté par les roches de la Formation de Covey Hill. Ils sont composés de grès gris, rouge ou rose, d'origine éolienne et fluviale d'âge cambrien inférieur à moyen (Sanford et Arnott, 2010).

Le Groupe de Beekmantown repose sur les arénites du Groupe de Potsdam et est constitué des formations de Theresa et de Beauharnois. Ces formations comprennent des dolomies massives à laminées et des grès dolomitiques avec alternances de grès qui datent de l'Ordovicien inférieur (Globensky, 1987 ; Sanford et Arnott, 2010). Notons finalement la présence de plusieurs générations de failles au sein de la plate-forme du Saint-Laurent. Les premières datent du Protérozoïque récent. Elles ont ensuite été réactivées par une série de mouvements épeirogéniques lors de la phase de distension des continents au Néoprotérozoïque et aux phases orogéniques taconienne et acadiennes qui leur ont succédé (Sanford et Arnott, 2010). Ces événements ont sensiblement modifié la morphologie régionale de la plate-forme du Saint-Laurent, dont une manifestation probante est le graben Ottawa-Bonnechere, une dépression topographique entre Montréal et Ottawa faisant elle-même partie du rift du Saint-Laurent (Rimando et Benn, 2005). La formation du graben serait attribuable à une série d'événements tectoniques datant de l'Ordovicien (Sharma *et al.*, 2005) et précurseurs à l'ouverture de l'Océan Atlantique.

### 1.5 Travaux antérieurs

La recension des travaux antérieurs est présentée d'abord en fonction des différentes thématiques qui couvrent l'histoire quaternaire du sud-ouest du Québec, de la région est de l'Outaouais (Ottawa) jusqu'à Montréal, puis en ordre chronologique de leur parution.

### 1.5.1 Les dépôts antérieurs à la dernière glaciation

Au début du siècle dernier, Johnston (1917) a observé des graviers sous le till régional dans la région d'Ottawa. Cela n'a cependant pu être validé par Gadd (1963). Près de Buckingham et dans la vallée de l'Outaouais, Lajoie (1967) a évoqué la présence d'un till brun et d'argiles brunes qui, selon lui, pourrait être antérieur au Pléistocène (sic).

À Pointe-Fortune, Gadd *et al.* (1981) ont découvert des sables enfouis sous une nappe de till au sein desquels un morceau de bois a livré un âge radiocarbone d'au moins 42 000 ans. Ils suggérèrent que ces dépôts seraient analogues aux sédiments de Saint-Pierre retrouvés dans la région centrale des basses terres du Saint-Laurent (âge > 75 000 ans). La campagne de forages menée par Veillette et Nixon (1984) a confirmé la présence de sédiments anciens et a permis d'ajouter trois nouvelles unités enfouies. Ils ont également souligné la forte similarité entre les environnements sédimentaires de Pointe-Fortune et du lac Saint-Pierre. Les analyses paléoécologiques d'Anderson *et al.* (1990) ont précisé l'âge des sédiments de Pointe-Fortune. Selon leurs travaux, les sédiments argileux et sableux enfouis sous la nappe superficielle de till dateraient de l'interglaciaire Sangamonien. Le till sous-jacent serait donc possiblement une unité illinoienne. Cependant, les auteurs n'arrivèrent pas à déterminer avec certitude si le till au sommet de la coupe témoigne d'une glaciation continue depuis le Wisconsinien inférieur ou de stades à l'intérieur de cette glaciation.

### 1.5.2 La dernière glaciation

#### 1.5.2.1 Écoulements glaciaires

Quatre grands mouvements glaciaires ont été suggérés dans notre secteur : les voici présentés en ordre chronologique. Un premier vers le sud a été recensé près d'Ottawa (Gadd, 1961 ; Sharpe, 1979) et au nord-ouest de Montréal. Pour Gadd (1987), ce mouvement correspond à l'englaciation du sud-est du Québec, soit à un mouvement vers le sud traversant la rivière des Outaouais jusqu'aux Adirondacks. Les études de Ross (2004) menées au nord-ouest de Montréal,

dans la région de Lachute, tendent à confirmer l'hypothèse du mouvement vers le sud durant les conditions glaciaires maximales. Un second mouvement concerne particulièrement les basses terres entre Montréal et Ottawa. Il est orienté NE-SO variant parfois jusqu'à NNE-SSO. Cette direction est omniprésente dans la région de Montréal (Cummings et Russell, 2007 ; Delage et Gangloff, 2007 ; Gadd, 1988a ; Hillaire-Marcel, 1979 ; Prichonnet, 1977 ; Ross, 2004 ; Veillette et Nixon, 1984). Ce mouvement recoupe des mouvements anciens et correspond à un changement brusque lors de la transition entre un mode de glaciation maximale et un courant glaciaire régional développé lors de la déglaciation (Gadd, 1988a ; Ross, 2004). Ce courant de glace vers le sud-ouest englobait la haute vallée du Saint-Laurent ainsi que la vallée de l'Outaouais près d'Ottawa aurait alimenté le lobe du lac Ontario. Selon Prichonnet (1977), le mouvement d'orientation ENE-OSO qu'il a observé à plusieurs endroits le long de la vallée du Saint-Laurent, à l'ouest de Montréal aurait brièvement précédé le mouvement NE-SO lors de la convergence des glaces vers le lac Ontario à la déglaciation.

Un troisième mouvement a été suggéré par Ross (2004). Il avance l'hypothèse d'un mouvement glaciaire vers le sud au dernier stade de la déglaciation de la haute vallée du Saint-Laurent, alors que les glaces cessent de converger vers le bassin du lac Ontario. Un quatrième mouvement orienté NO-SE a été observé dans la région de Cornwall (Chapman et Putnam, 1966 ; MacClintock et Steward, 1965 ; Terasmae, 1965), dans les basses terres du Saint-Laurent au niveau de Montréal, du plateau laurentien jusqu'aux Appalaches (Prichonnet, 1977 ; Ross, 2004) ainsi qu'au sud-ouest de Montréal, dans la région d'Huntingdon (Delage et Gangloff, 2007). Selon Prichonnet (1977), il s'agit du seul mouvement dans les Basses-Laurentides.

#### 1.5.2.2 Sédiments glaciaires

Dans la basse vallée de l'Outaouais, les sédiments glaciaires possèdent les caractéristiques générales des tills du Bouclier canadien : une matrice sableuse avec des graviers et blocs dont la composition lithologique reflète le substrat rocheux sous-jacent (Faessler, 1948 ; Gadd, 1976 ; Lajoie, 1967 ; Occhietti, 1989 ; Richard, 1980 ; Ross, 2004). Seuls les travaux de Richard *et al.*,



(1976) dans la portion ontarienne du 031G/11 mentionnent la découverte de fossiles marins dans des dépôts glaciaires, ce qui pourrait impliquer une réavancée de la marge glaciaire. La campagne de forages de Gadd (1977) n'a pas permis de confirmer cette hypothèse. Dans ses travaux sur les argiles de la Mer de Champlain, Gadd (1986) souligne la faible présence du till dans les forages, ce qu'il attribue à l'érosion des sédiments glaciaires au sein des vallées lors de la circulation des eaux de fonte et de la glace lors de la déglaciation. Occhietti (1989) associe le faciès sableux du till en Outaouais à la Formation de Matawin.

#### 1.5.2.3 Déglaciation

Dans la vallée de l'Outaouais, Parry et Macpherson (1964) puis Lasalle et Elson (1975) ont noté la présence de delta-kames et d'un tronçon morainique au lac Simon. Dans sa synthèse de la géologie quaternaire au Canada, Prest (1975) a établi que la déglaciation de la vallée de la Petite-Nation a eu lieu entre 12 000 et 11 500 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. Fulton et Richard (1987) suggèrent que la déglaciation du territoire d'Ottawa débute quelque temps avant 12 000 ans  $^{14}\text{C}$  B.P., et que les basses terres de l'Outaouais furent complètement déglacées vers 11 100 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. Occhietti et Richard (2003) ont caractérisé le retrait des glaces dans la vallée de l'Outaouais par des bourrelets successifs. Dyke et Prest (1987) ont présenté un modèle d'isochrone du retrait glaciaire en Amérique du Nord au Wisconsinien supérieur et à l'Holocène. Leurs travaux ont été revus et corrigés en années  $^{14}\text{C}$  et calendaires par Dyke (2004). Ces derniers ont affirmé que les basses terres du Saint-Laurent étaient sous les glaces jusqu'à 12 000 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (14,1 ka cal.), mais majoritairement libérées à 11 500 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (13,45 ka cal.) jusqu'aux abords de la vallée de la Petite-Nation. L'épisode de Saint-Narcisse est survenu à 11 000 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (13 ka cal.), puis le retrait a repris à 10 500 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (12,65-12,75 ka cal.). Finalement, à 10 250 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (11,95-12,05 ka cal.) aurait débuté la vidange du Lac glaciaire Agassiz par le lac Nippissing, vers la vallée de l'Outaouais. Cependant, pour ce dernier point, le drainage du Lac Agassiz via la vallée de l'Outaouais est fortement remis en question (Teller, 2013).

La séquence stratigraphique associée à la déglaciation de la région entre Montréal et Ottawa a été abordée par plusieurs auteurs : Gadd (1986) ; Karrow (1961) ; Lajoie (1967) ; Naldrett (1988b) ; Occhietti (1989) ; Prest et Keyser (1977) ; Ross (2004). Il en ressort une séquence régressive typique avec des stades de relèvement isostatique et une migration de l'ouest vers l'est d'un système deltaïque majeur (Gadd, 1986). Cette succession comporte plusieurs unités : sur la nappe de till reposent localement des accumulations fluvioglaciaires surmontées par des argiles parfois rythmées à la base (lacustres?) et ensuite des argiles massives, puis des sédiments deltaïques et enfin des sédiments alluviaux et/ou organiques.

En ce qui a trait à l'épaisseur des dépôts, Richard (1978, 1980) a mentionné que les dépôts meubles sont surtout localisés dans la vallée de l'Outaouais ainsi que dans ses vallées tributaires au nord. Dans la région, Gadd (1987) a estimé que l'accumulation des sédiments associés au Pléistocène supérieur et au postglaciaire peut atteindre jusqu'à 100 m d'épaisseur dans certaines dépressions de la vallée de l'Outaouais.

#### *Dépôts fluvioglaciaires et morainiques*

Les formes morainiques recensées près d'Ottawa par Johnston (1917), puis par Gadd (1961) montrent des positions frontales lobaires dans les vallées de la Gatineau et de l'Outaouais. De nombreux travaux ont décrit les complexes fluvioglaciaires retrouvés au sein des vallées tributaires de la vallée de l'Outaouais (Gadd, 1961, 1987, 1988b ; Prichonnet, 1988 ; Richard, 1980 ; Rust, 1987 ; Rust et Romanelli, 1975 ; Sharpe, 1988). Ces auteurs ont noté que les dépôts fluvioglaciaires se manifestent parfois sous la forme d'eskers ou de tronçons morainiques, mais qu'ils se retrouvent plus généralement à la surface sous forme d'accumulations ponctuelles de sédiments grossiers, mis en place en milieu sous-aquatique ou à la limite marine, au contact des eaux de fusion sous-glaciaires et de la marge lors de son retrait. À l'exception de l'épisode de la Moraine de Saint-Narcisse, les accumulations de sédiments de contact de la région ne semblent pas indiquer une réavancée (Prichonnet, 1977). Puisqu'ils sont souvent adossés aux parois des vallées, certains émettent l'hypothèse d'un contrôle topographique pour expliquer leur mode de mise en place (Gadd, 1987 ; Richard, 1980).

### *Lac Candona*

Plusieurs travaux ont fait la description de dépôts fins rythmés, parfois même des varves, reposant directement entre le till et les argiles massives de la Mer de Champlain. Ils ont été identifiés pour la première fois dans la région d'Ottawa par Johnston (1917), puis par Antevs (1925) et MacClintock et Steward (1965) plus au sud, dans la haute vallée du Saint-Laurent. Les travaux de Gadd (1961) en ont également fait mention près d'Ottawa, au sud de Thurso (Gadd, 1976, 1977), ainsi qu'à Plaisance, Treadwell (rive ontarienne de la rivière Outaouais, au niveau de Papineauville) et Fassett, une localité près de Montebello (Gadd, 1986). Cependant, le scénario glaciolacustre préchamplainien ne faisant pas encore l'unanimité à l'époque, l'auteur n'arriva pas à statuer sur l'origine glaciolacustre ou glaciomarine de ces séquences varvées (Gadd, 1986). Anderson (1988) a observé une séquence similaire près d'Ottawa et de Cornwall (Sparrowhawk Point). Son étude palynologique a permis de dater la transition lacustre-marine à 11 150 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. Les travaux de Torrence (1988) ont souligné une décroissance de la salinité à la base des forages prélevés à l'ouest de Buckingham (dont Plaisance et Treadwell), appuyant ainsi l'hypothèse de l'étendue du lac Candona jusque dans la vallée de l'Outaouais. Par la suite, Rodrigues (1992) a répertorié plusieurs sites de dépôts glaciolacustres préchamplainiens le long de la vallée de l'Outaouais et de la haute vallée du Saint-Laurent.

Pour expliquer ce phénomène, certains auteurs ont émis l'hypothèse d'un épisode lacustre préchamplainien qui résulterait de la coalescence des lacs d'obturation proglaciaires Memphrémagog, Iroquois et Vermont et du barrage glaciaire au détroit de Québec-Montmagny empêchant l'écoulement normal des eaux vers l'océan Atlantique (Anderson *et al.*, 1985 ; Clark et Karrow, 1984 ; Naldrett, 1988a ; Parent et Occhietti, 1988, 1999 ; Prest, 1975 ; Rodrigues, 1988). Parent et Occhietti (1988) ont estimé que les eaux lacustres étaient surélevées de 50 à 60 m par rapport au niveau marin (plus tard révisé à de 30 à 50 m par Occhietti et Richard (2003)). Selon Parent et Occhietti (1999), la superficie du lac Candona devait être de l'ordre de 30 000 km<sup>2</sup>. Ross (2004) a estimé que certains épandages sous-aquatiques présents le long de la rivière des Outaouais pourraient être d'origine glaciolacustre. Selon lui, les eaux du lac Candona



se sont élevées à une altitude maximale de 230 m sur sa rive nord-est et son extension au nord, a atteint minimalement les latitudes de Montréal.

Cependant, d'autres auteurs se sont opposés à l'hypothèse du lac Candona, confortés par des discordances chronologiques entre l'âge des fossiles marins retrouvés à la base de la séquence marine et les dates estimées de la déglaciation des basses terres (Gadd, 1980, 1987, 1988b ; Nalder, 1990 ; Prichonnet, 1977, 1988 ; Richard, 1980). En effet, les spécimens marins retrouvés dans le bassin ouest seraient trop vieux, portant à croire que les eaux marines ont envahi l'ouest des basses terres du Saint-Laurent trop tôt pour pouvoir appuyer le scénario lacustre préchamplainien. Ces auteurs ont plutôt soutenu l'hypothèse d'une entrée rapide de la Mer de Champlain dans la région d'Ottawa occasionnée par la formation d'une baie de vélage marine au cœur des basses terres (Gadd, 1980). Selon Richard (1980), les sédiments de la Moraine de Saint-Narcisse datés entre 10 600 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. et 11 000 ans B.P. confirmeraient la théorie du retrait hâtif par vélage dans l'ouest du bassin. Pour Prichonnet (1988), les évidences d'un environnement lacustre auraient simplement été le résultat d'un apport en eaux de fonte particulièrement élevé en marge du bassin marin.

Cependant, à la lumière des derniers travaux de Occhetti et Richard (2003) et de Ross (2004), il semble que cette controverse ait été le résultat des difficultés de datation liées à l'effet réservoir de la Mer de Champlain causé par la forte présence des roches carbonatées. L'hypothèse du lac Candona antérieurement à l'épisode de la Mer de Champlain serait donc plausible. Selon Occhetti et Richard (2003), l'existence du lac fut brève et elle prit fin peu après 11 100 ans  $^{14}\text{C}$  B.P., alors que les eaux se sont drainées le long du piémont appalachien nouvellement libéré des glaces, entre Rivière-de-Loup et la région des Bois-Francs, et ont rapidement laissé place aux eaux de la Mer de Champlain.

### *Mer de Champlain*

L'hypothèse d'une mer épicontinentale dans la vallée du Saint-Laurent a été évoquée pour la première fois au début du XIX<sup>e</sup> siècle (Lyell, 1842, cité dans Karrow, 1961). Gadd (1961) a

défini la Mer de Champlain comme une étendue d'eau salée ou saumâtre ayant occupé les basses terres du Saint-Laurent et de l'Outaouais entre 12 000 et 10 000 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (Dionne, 1972). Prest (1975) a estimé à un peu moins de 12 000 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. le début de l'invasion marine, d'après l'âge des coquillages datés à  $11\,880 \pm 180$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P.. Pour Gadd (1977), elle remonte à minimum 12 800 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. au sud-ouest d'Ottawa. Prichonnet (1977) l'estime à environ 12 500 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. pour la dépression du lac Champlain et pour l'Ontario. Selon lui, les vallées laurentiennes au nord de Montréal ont été ennoyées brièvement par ces eaux de sorte que l'on y observe qu'un niveau maximum puis une séquence de régression. Se basant sur des évidences fauniques, Rodrigues (1988) a situé le début de l'épisode marin du bassin ouest entre 11 400 et 11 000 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. et la fin, à 9900 ans  $^{14}\text{C}$  B.P.. Barnett (1988) a estimé à environ 11 000 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. le retrait complet des glaces de la vallée de l'Outaouais et l'extension du bassin marin vers le nord-ouest, entre Pembroke et Mattawa. Plusieurs auteurs ont avancé un taux de sédimentation dans le bassin ouest de la Mer de Champlain particulièrement élevé, soit entre 35 et 50 m par siècle, peut-être plus encore (Gadd, 1986 ; Ross *et al.*, 2001 ; Scott, 2003).

En ce qui concerne l'évolution du bassin marin, Parent et Occhietti (1988) l'ont détaillé en trois phases. La phase I de Charlesbourg (12 500 – 12 000 ans  $^{14}\text{C}$  B.P.) est limitée à Québec alors que le lobe de Saint-Maurice empêchait l'entrée des eaux marines à l'intérieur des basses terres du Saint-Laurent. Cette période a également correspondu à la phase lacustre Candona pour l'intérieur des basses terres. À la phase II (12 000 – 10 800 ans  $^{14}\text{C}$  B.P.), le détroit de Québec s'est libéré des glaces, le drainage vers l'Atlantique fut désormais possible inondant une bonne partie des basses terres du Saint-Laurent ainsi que la vallée de l'Outaouais. Finalement, la phase III post-Saint-Narcisse (10 800 – 9300 ans  $^{14}\text{C}$  B.P.) fut celle d'un retrait progressif des eaux marines de l'ouest vers l'est suite au relèvement isostatique et, pour la vallée de l'Outaouais, à une transition de la Mer de Champlain vers le lac Lampsilis. Les auteurs estiment que les eaux marines se sont retirées vers 10 000  $^{14}\text{C}$  B.P. dans la vallée de l'Outaouais.

Notons que plusieurs ouvrages ont souligné les nombreux obstacles de la reconstitution des événements associés à la Mer de Champlain, autant du point de vue du manque d'évidences

fauniques et géomorphologiques (Hillaire-Marcel, 1974 ; Karrow, 1961 ; Prichonnet, 1984), du caractère asynchrone des limites marines dans le bassin (Richard, 1980) que des mauvaises lectures de datation liées à l'effet réservoir (Hillaire-Marcel, 1988; Occhietti et Richard, 2003; Rodrigues, 1988). Occhietti et Richard (2003) ont suggéré une chronologie entièrement révisée pour tout le Québec méridional prenant en compte l'effet réservoir du bassin champlainien. Cela se traduit par une chronologie de déglaciation de la vallée du Saint-Laurent rajeunie et raccourcie : l'invasion de la Mer de Champlain date de  $11\,100 \pm 100$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P. tandis que la vallée du Saint-Laurent a été déglacée jusque dans les Laurentides à  $\pm 10\,900$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P.. La déglaciation des basses terres du Saint-Laurent se serait donc effectuée en deux à trois siècles.

En ce qui concerne l'altitude marine maximale atteinte dans la région, Johnston (1917) a observé dans la région d'Ottawa une série de plages élevées entre 73 et 210 m et des dépôts argilosilteux jusqu'à 185 m. Dans son rapport géologique, Faessler (1948) a évalué à 215 m l'altitude maximale atteinte par la Mer de Champlain dans la région du lac Simon et du lac Papineau. Près d'Ottawa, Gadd (1963) a observé des sédiments marins littoraux fossilifères entre 99 et 206 m. Lajoie (1967) a estimé qu'en fonction de l'étendue des dépôts marins qui ont recouvert la vallée de l'Outaouais et les vallées du plateau laurentien, l'altitude atteinte dans le secteur du lac Simon devait être inférieure à 198 m, ce qui a été remis en question par Andrews (1970) qui a évoqué l'hypothèse d'un enfoncement maximal d'environ 180 à 230 m dans la vallée de l'Outaouais et dans la partie médiane de la vallée du Saint-Laurent. Plus à l'est, l'altitude marine maximale dans les vallées de la Rouge et du Nord a été estimée à 251 m (Prichonnet, 1977). En fonction de cette mesure, ce dernier a évalué que l'altitude maximale devait être d'au moins 241 m à Arundel, au nord de Montréal. Allard (1977) a situé le maximum à au moins 221 m pour la région Gatineau-Buckingham. Dans ses travaux de cartographie, Richard (1980) a identifié une haute terrasse dans la région du lac Simon à une altitude de 210 m. Selon lui, on retrouve près de Papineauville des dépôts littoraux à 76 m d'altitude témoignant de la dernière position de la Mer de Champlain avant la transition vers un milieu fluvial. Il a également remarqué que ces altitudes à l'échelle de l'Outaouais régressent de l'ouest vers l'est, témoignant d'un retrait de la mer dans la vallée de l'Outaouais d'Ottawa vers Montréal. Soulignons également le travail de compilation de



Gadd (1987) qui, à partir des limites deltaïques et marines, ont proposé une limite maximale pour le bassin ouest de la Mer de Champlain, de la haute vallée du Saint-Laurent (123 m) jusqu'au nord du réservoir Baskatong (274 m). Basé sur des preuves paléontologiques, Rodrigues (1988) a évalué que la profondeur maximale pour le bassin ouest de la Mer de Champlain devait être d'environ 235 m dans la partie inférieure de la vallée de l'Outaouais. Bolduc et Ross (2001) ont estimé que la mer a atteint une altitude de 250 m dans la partie du piémont laurentien près de Lachute.

La faune aquatique marine est bien représentée dans la région, bien que son occurrence régresse vers l'ouest du bassin, au fur et à mesure qu'on s'éloigne du détroit de Québec-Montmagny d'où proviennent les eaux salines (Hillaire-Marcel, 1980, 1988). Hillaire-Marcel (1988) estima qu'à partir du niveau de Thurso, la diversité des espèces recensées régresse progressivement, une conséquence selon lui de la dilution des eaux salines par les eaux de fonte. On a procédé à plusieurs datations sur des fossiles marins trouvés dans les sédiments marins de la région (Lowdon et Blake, 1978, 1980 ; Richard, 1980, 1984, 1991 ; Rodrigues et Richard, 1985). Les âges varient entre 11 000 et 11 500 ans  $^{14}\text{C}$  B.P..

#### *Moraine de Saint-Narcisse*

Les premiers ouvrages traitant de la Moraine de Saint-Narcisse ne concernent pas directement la région d'étude, mais plutôt celle de Trois-Rivières (Béland, 1954 ; Osborne, 1951). Les auteurs s'attardèrent à décrire les dépôts morainiques et se prêtèrent à un exercice de corrélation de différents tronçons identifiés au sud du Québec. Ainsi, on en vient rapidement à les associer avec les crêtes morainiques observées au nord de Montréal (Elson, 1962 ; Laverdière et Courtemanche, 1960 ; Parry et Macpherson, 1964) à celles du lac Simon en Outaouais (Lasalle, 1966 ; Lasalle et Elson, 1975). Lasalle (1966) suggéra d'associer ces formes à un refroidissement climatique au Dryas récent, ce qui fut plus tard appuyé par Hillaire-Marcel et Occhietti (1977). Selon Lasalle *et al.* (1975), les dépôts de la Moraine de Saint-Narcisse ne sont plus présents à l'ouest du lac Simon. Cependant, ces auteurs ont rappelé que les évidences démontrent au mieux

une réavancée mineure, mais plus généralement une halte durant le retrait générale des glaces du Québec méridional.

Plusieurs auteurs ont défini le tracé de la Moraine de Saint-Narcisse en corrélant une série de tronçons (Hillaire-Marcel, 1979 ; Prichonnet, 1977), jusqu'à obtenir un front relativement continu pour tout le sud du territoire québécois, de l'Outaouais jusqu'au Saguenay (Lasalle et Elson, 1975; Occhietti, 2001). Daigneault et Occhietti (2006) ont fait la corrélation entre la Moraine de Saint-Narcisse qui se trouve sur le territoire québécois et une série de tronçons se trouvant à l'ouest, en Ontario, prolongeant ainsi son tracé de plus de 250 km, et possiblement jusqu'à 400 km. Occhietti (2007) a souligné le caractère discontinu du complexe morainique de la Saint-Narcisse situé à l'ouest du Québec qui est surtout représenté par une série de courtes crêtes fluvioglaciaires. Selon l'auteur, ces événements se sont déroulés en plusieurs phases entre 10 800 et 10 180 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (12,8 et 11,9 ka cal.) : 1) une phase pré-Saint-Narcisse (11 000 à 10 700 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (12,9-12,6 ka cal.)) qui aurait duré entre 100 et 200 ans; 2) une phase de stagnation ou de réavancée entre 10 800 et 10 500 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (12,8 à 12,5 ka cal.) (la formation du tronçon principal daterait de 10 700 à 10 300 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (12,8 à 12,3 ka cal.)); et 3) la fin de l'épisode auquel on associe les derniers tronçons (10 500 à 10 300 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (12,6 à 12,2 ka cal.)).

#### *Transition vers la protorivière des Outaouais*

Dès le début du XX<sup>e</sup> siècle, (Antevs, 1925) observa au-dessus des argiles marines une autre unité argileuse (*upper clay*) qu'il attribua à un épisode lacustre. Plus tard, Elson (1960) nomme cette phase lacustre post-champlainienne : le lac Lampsilis. Selon Hillaire-Marcel (1974a), elle serait le résultat de l'apport important en eaux de fonte et de la remontée isostatique qui aurait chassé les eaux marines des basses terres du Saint-Laurent. Selon Gadd (1976), la Mer de Champlain est davantage représentée par la transition vers un environnement fluvial primitif plutôt que lacustre. Cependant, des spécimens de bivalves *Lampsilis* de milieu lacustre ont été découverts au sud et à l'est de Saint-André-Avellin, dans les basses terres, à l'ouest de Montréal, à Cornwall et

Huntingdon, ainsi que dans des chenaux abandonnés de la prorivière des Outaouais, près de Russell et d'Hawkesbury (Rodrigues et Richard, 1986).

Plusieurs niveaux de terrasses fluviales et de plages ont été observés dans le paysage régional. Antevs (1925) a noté des altitudes de plages variant de 79 m au nord-ouest d'Ottawa, à 70 m à l'est de Grenville. Goldthwait (1933) observa deux niveaux de terrasse près d'Ottawa (64 et 34 m) qu'il associa à des épisodes fluviaux. MacPherson (1967) identifia trois niveaux de terrasses au nord de Montréal dont le plus élevé (niveau de Rigaud, entre 69 et 60 m dans la région de Lachute) pourrait correspondre à un espace estuarien qui s'est étendu à l'ouest de sa région, jusque dans la vallées de l'Outaouais. Cette terrasse semble correspondre aux derniers niveaux champlainiens de Bolduc et Ross (2001) et de Hillaire-Marcel (1974a). Lajoie (1999) a identifié trois niveaux de terrasse en Outaouais, entre 107 et 45 m, dont une haute terrasse observée au nord de Thurso.

#### *Problématique de la vidange des lacs proglaciaires par la rivière des Outaouais*

Plusieurs travaux ont démontré qu'il y a sans doute eu plusieurs exutoires qui ont acheminé les eaux douces de l'ouest vers l'est : d'abord par le lac Ontario et par la haute vallée du Saint-Laurent, et ensuite par les basses terres de Nipissing-Mattawa et par la haute vallée de l'Outaouais lorsqu'elle s'est libérée des glaces (Chapman et Putnam, 1984 ; Harrison, 1972 ; Karrow, 1989 ; Lewis et Anderson, 1989 ; Teller, 1988). La vallée de l'Outaouais fut alors un exutoire majeur pour les eaux de fonte d'une bonne partie de l'Inlandsis laurentidien (Lewis et Anderson, 1989). Veillette (1994) affirma que les eaux des lacs Barlow-Ojibway se sont drainées vers la rivière des Outaouais durant au moins 2 100 ans à un débit d'environ 946 km<sup>3</sup>/an. Teller (1988) a estimé un débit maximum de 200 000 m<sup>3</sup>/seconde, soit 100 fois plus qu'à l'actuel (Cummings et Russell, 2007). Cependant, l'analyse de la morphologie des anciens chenaux de la basse vallée de l'Outaouais par Cummings et Russell (2007) a permis aux auteurs d'émettre l'hypothèse d'un débit jusqu'à quatre fois plus élevé, soit 800 000 m<sup>3</sup>/seconde.



Fulton et Richard (1987) ont avancé que le drainage initial d'Agassiz a dû laisser des traces sur le système fluvial ancien de la région de la vallée du Saint-Laurent. Teller (1988) a émis l'hypothèse que le taux de sédimentation exceptionnel du bassin champlainien décrit par Gadd (1988b) pourrait être attribuable à un apport exceptionnel en eaux de fonte en provenance des lacs proglaciaires de l'ouest. Les argiles rouges retrouvées dans le bassin Outaouais de la Mer de Champlain et décrites comme un phénomène épisodique par Gadd (1986) pourraient également être une manifestation stratigraphique d'une vidange catastrophique dans la région (Gilbert, 1994 ; Teller, 1988). De plus, Lajoie (1999) a avancé que ces argiles pourraient provenir d'Abitibi-Ouest et de l'Ontario, au nord-ouest de notre région. Cependant, pour la Lac Agassiz, des travaux récents remettent en question l'exutoire par la vallée de l'Outaouais (Cronin *et al.*, 2011; Teller, 2012) ; seuls les eaux du Lac Ojibway se seraient déversées tardivement par la vallée.

Concernant les variations de la salinité des eaux de la Mer de Champlain au Dryas récent, les observations démontrant la présence d'une couche d'eau douce dans le bassin de la Mer de Champlain pourraient être liées au drainage du lac Algonquin (Rodrigues, 1987). Plus récemment, la nouvelle chronologie suggérée par Occhietti et Richard (2003) a renforcé l'hypothèse du déversement du lac Agassiz et de son influence sur la circulation thermohaline dans l'Atlantique Nord. L'article de Cronin *et al.* (2011) a abordé les différentes théories de la variation de la salinité ou de la teneur en isotopes d'oxygène dans le bassin de la Mer de Champlain. Ils conclurent que l'hypothèse de Broecker *et al.* (1989) (et discuté dans Teller *et al.*, (2002)) explique le mieux les évidences fossilifères et isotopiques en plus des modélisations des exutoires potentiels. Ainsi, Cronin *et al.* (2011) ont affirmé que le drainage d'Agassiz au Dryas récent a complètement évacué les eaux en seulement quelques jours, mais que les eaux marines ont rapidement réinvesti le bassin par la suite avant d'être finalement évacuées par le relèvement isostatique. Pour une chronologie complète et corrigée des épisodes d'exondation, mais aussi pour l'évolution du bassin marin et les variations de sa salinité, les travaux de Occhietti et Richard (2003) et de Cronin *et al.* (2008) semblent les mieux achevés.

### 1.5.3 État de la cartographie des dépôts de surface et de sous-surface

Quelques campagnes de cartographie des dépôts meubles ont été menées dans la région. Les premières observations remontent aux travaux de Faessler (1948). Bien qu'il s'agisse essentiellement d'un rapport géologique, on y retrouve néanmoins l'étendue des dépôts quaternaires indifférenciés de la région du lac Simon – lac des Plages.

Les travaux de Gadd (1976) ont couvert la région de Thurso-Russell (l'est du feuillet 031G/06 ainsi que la portion ontarienne de l'est du feuillet 031G/11). Il s'agit d'un travail de reconnaissance des formes et des dépôts quaternaires de la région ayant pour but d'identifier d'anciens chenaux fluviaux entaillés dans les dépôts marins. Richard (1984, 1991) a repris ces travaux et a entrepris une cartographie quaternaire complète à une échelle régionale (1:100 000) des régions de Buckingham et de Lachute-Arundel (031G/09, 031G/10, 031G/11, 031G/12, 031G/13, 031G/14 et 031G/15). Ces cartes quaternaires représentent la distribution des sédiments glaciaires, fluvioglaciaires (indifférenciés), marins (profonds, deltaïques, sublittoraux et littoraux) et ceux postérieurs à la Mer de Champlain (alluviaux et organiques). Elles ont fait l'objet d'une réédition sous format numérique (Bélanger *et al.*, 1997a, 1997b, 1997c).

Bolduc et Ross (2001) ont quant à eux réalisé une carte des formations géologiques superficielles de la région de Lachute (031G/09). Tous les dépôts quaternaires y sont représentés et décrits, y compris ceux associés aux sédiments anciens de Pointe-Fortune.

En ce qui concerne la modélisation des dépôts meubles de sous-surface, aucune campagne n'a été menée dans la région d'étude à ce jour. Au sud-est de Montebello-Lefebvre, en Ontario, Hunter *et al.* (2000) ont récolté des données du sous-sol à l'aide de la réflexion sismique, lesquelles ont permis de brosser un portrait des argiles sensibles de la Mer de Champlain dans le secteur. Notons également le rapport de Gao *et al.* (2006) dont le terrain d'étude correspond au sud de l'Ontario et notamment la rive sud de la rivière des Outaouais. Ils ont proposé non seulement un modèle de l'épaisseur des dépôts meubles pour tout le sud de la province, mais également une méthodologie complète pour y parvenir.

Au sud-ouest du Québec, les régions de Lachute (Ross, 2004) et de Châteauguay (Tremblay, 2008) ont fait l'objet de campagnes de modélisation 3D du sous-sol. Ils ont utilisé des données de forages, des levées géophysiques ainsi que des campagnes de cartographie des dépôts quaternaires de surface. Dans sa démarche, Ross (2004) s'est affairé à identifier des dépressions dans le socle rocheux, le long de failles, qui auraient pu être propices à la préservation de dépôts anciens.

## 1.6 Méthodologie

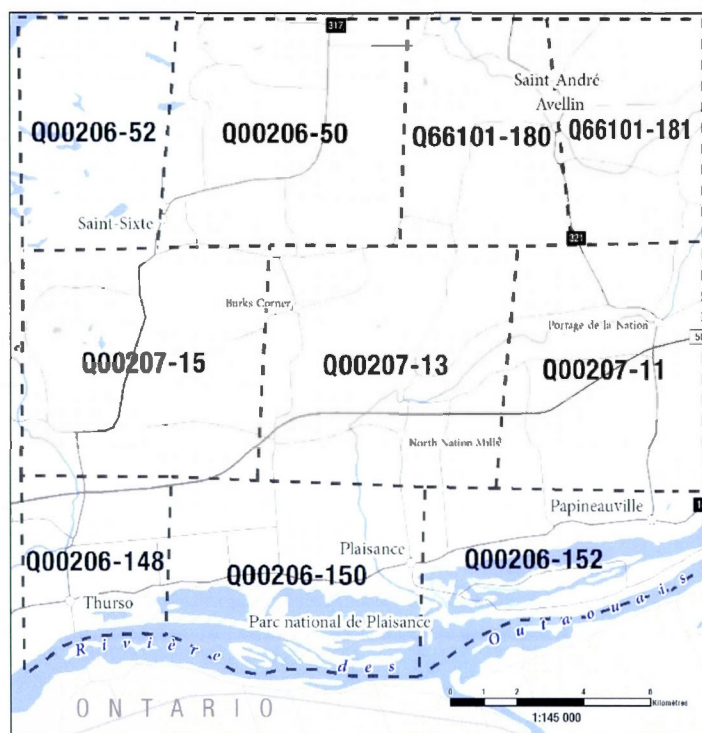
Pour mener à bien la recherche, nous avons opté pour une approche mixte, à la fois qualitative et quantitative, pour la description des phénomènes de la surface – à travers la cartographie – et de la sous-surface – grâce à une modélisation de l'architecture stratigraphique souterraine. La méthodologie privilégiée pour atteindre l'objectif de cartographie des formations superficielles se subdivise en cinq étapes : la photo-interprétation préliminaire, la campagne de terrain, la compilation des données de terrain au sein d'une base de données, les analyses granulométriques et la production d'une carte des formations superficielles. En ce qui concerne la modélisation de l'architecture stratigraphique de sous-surface, les aspects méthodologiques ainsi que la présentation des résultats seront abordés ultérieurement, dans le chapitre IV qui traite spécifiquement de ces travaux.

### 1.6.1 Cueillette de données

#### *Photo-interprétation préliminaire*

La photo-interprétation préliminaire a été effectuée de façon conventionnelle à l'aide d'une stéréoscope à miroirs, à partir de photos aériennes du MRNF à l'échelle du 1:40 000 datant de 1966 à 1997 (ligne de vols Q66101, Q00206 et Q00207; figure 1.6). Nous avons alors procédé à l'interprétation sommaire des formations quaternaires à partir des critères usuels d'identification (texture, teinte, forme, arrangement, répartition et taille) jumelés aux données d'altitude relative et absolue, de peuplement forestier et d'utilisation du sol.





**Figure 1.6** Couverture géographique des photos aériennes du feuillet 031G/11-EST; la ligne Q66101 date de 1966 tandis que les lignes Q00206 et Q00207 datent de 1997.

### *Campagne de terrain*

La campagne de terrain s'est déroulée entre le 4 et le 15 juillet 2011. Lors de ces travaux, toutes les bordures de routes et gravières du feuillet 031G/11-EST ont été visitées. Deux types de relevés ont été utilisés sur le terrain. Le premier, plutôt sommaire, consiste à annoter directement sur les photos aériennes les caractéristiques sédimentaires des dépôts observés (granulométrie, épaisseur, genèse, altitude principalement) ou toute autre information pertinente (formes du paysage, commentaires généraux). Pour ce type de relevé, nous avons également eu recours à une tablette à écran tactile munie d'un SIG portable (ArcPAD) et d'un GPS interne, laquelle nous permettait de relever ces informations en plus de photos. Le second, plus détaillé, s'effectue à l'aide des géofiches du MRNF (Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, 2010). Au total, les 124 géofiches détaillées ont été complétées : 65 sur la lithostratigraphie, 38 sur les mouvements glaciaires et 21 contenant les deux. Pour la localisation des sites mentionnés tout au

long de ce mémoire, nous invitons le lecteur à se référer à la carte de localisation des sites visités en annexe A.

La description des dépôts a été réalisée à partir des caractéristiques sédimentologiques et stratigraphiques énumérées et codifiées dans un tableau en annexe des géofiches (voir annexe B). Pour faciliter la compréhension du lecteur, nous avons reproduit dans le tableau 1.1 les principales caractéristiques utilisées en s'inspirant de la catégorisation de Boggs (2006).

**Tableau 1.1** Caractéristiques sédimentaires, stratigraphiques et biogéniques des dépôts meubles (inspirées de Boggs (2006)).

Texture sédimentaire	Structure stratigraphique	Contenu biogénique
<ul style="list-style-type: none"> <li>- Taille granulométrique : <ul style="list-style-type: none"> <li>- Argile (<math>&lt; 2 \mu\text{m}</math>) ;</li> <li>- Silt (<math>2-63 \mu\text{m}</math>) ;</li> <li>- Sable fin (<math>63-250 \mu\text{m}</math>) ;</li> <li>- Sable moyen (<math>250-500 \mu\text{m}</math>) ;</li> <li>- Sable grossier (<math>0.5-2 \text{ mm}</math>) ;</li> <li>- Gravier (2-64 mm) ;</li> <li>- Cailloux (<math>64-256 \text{ mm}</math>) ;</li> <li>- Blocs (<math>&gt; 256 \text{ mm}</math>).</li> </ul> </li> <li>- Granuloclassement (mal trié à bien trié).</li> <li>- Forme (anguleux à arrondi).</li> <li>- Couleur (charte Munsell).</li> <li>- Nature minéralogique.</li> <li>- Géochimie (effervescence des carbonates au HCl 10 %, forte, faible ou nulle).</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Épaisseur de la strate.</li> <li>- Forme (plane, oblique plane, en auge), orientation (en degrés Nord) et pendage de la strate (en degrés).</li> <li>- Compacité de la strate (très lâche à très compact).</li> <li>- Superposition des strates (chronologie relative).</li> <li>- Contact des strates (graduel, franc, érosif).</li> <li>- Formations synsédimentaires (laminé, rythmé, à granuloclassement normal ou inverse, massif, rides de courant, matrice dominante ou à clastes jointifs, fissile).</li> <li>- Déformations synsédimentaires (convolutes, failles).</li> <li>- Inclusions (cailloux glaciels, galets mous).</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Nom de l'espèce.</li> <li>- État (entier, articulé, en position de vie, fragmenté, traces).</li> <li>- Concentration par rapport à la matrice minérale (en pourcentage).</li> </ul>

En plus des caractéristiques lithologiques ou géomorphologiques, les géofiches contiennent des informations complémentaires qui aident à répertorier les sites visités : un identifiant unique, la date, les coordonnées géographiques, l'altitude, les photos numériques prises, les échantillons prélevés ou les croquis synthèses des successions stratigraphiques (annexe B). Les travaux de terrain ont permis de récolter 40 échantillons représentatifs des différentes unités

lithostratigraphiques quaternaires observées. Enfin, lors des travaux de terrain, tous les affleurements rocheux rencontrés ont été systématiquement recensés à l'aide d'un GPS (Garmin GPSMAP 76CSx) et 59 d'entre eux présentaient des marques d'écoulement glaciaire qui ont été mesurées et compilées dans les géofiches détaillées.

#### 1.6.2 Traitement, analyse et modélisation des données

##### *Compilation des observations de terrain dans une base de données*

Les informations contenues dans les 124 géofiches détaillées ont été compilées au sein d'une base de données de type Access (fichier d'extension .accdb). L'architecture de la base de données est illustrée dans la figure 1.7. Celle-ci facilite les requêtes par l'usager des observations de terrain et permet une intégration directe avec un environnement SIG.

##### *Analyses granulométriques : tamisage à sec et sédigraphie*

Le protocole d'analyse granulométrique est inspiré de Sheldrick (1984). Après un séchage de 24 heures, on a séparé délicatement à l'aide d'un mortier les sédiments agglomérés des échantillons avant de les transvider dans un tamis à mailles carrées de 2 mm. Nous avons ensuite prélevé  $\pm 50$  g de la fraction inférieure à 2 mm. Cette fraction a été versée dans un bécher contenant 900 ml d'eau distillée et 100 ml de pyrophosphate de sodium (solution défloculante) et agitée durant 10 minutes, puis nous l'avons laissé reposer durant 24 heures. Par la suite, on a procédé à la séparation des fractions supérieure et inférieure à 63  $\mu\text{m}$  par tamisage humide. La fraction supérieure à 63  $\mu\text{m}$  a été séchée durant 24 heures à 60 °C, puis tamisée (tamis de 63  $\mu\text{m}$ , 125  $\mu\text{m}$ , 250  $\mu\text{m}$ , 500  $\mu\text{m}$  et 1000  $\mu\text{m}$ ) et chaque rejet des tamis a été pesé afin de déterminer le pourcentage relatif de chacune des fractions.



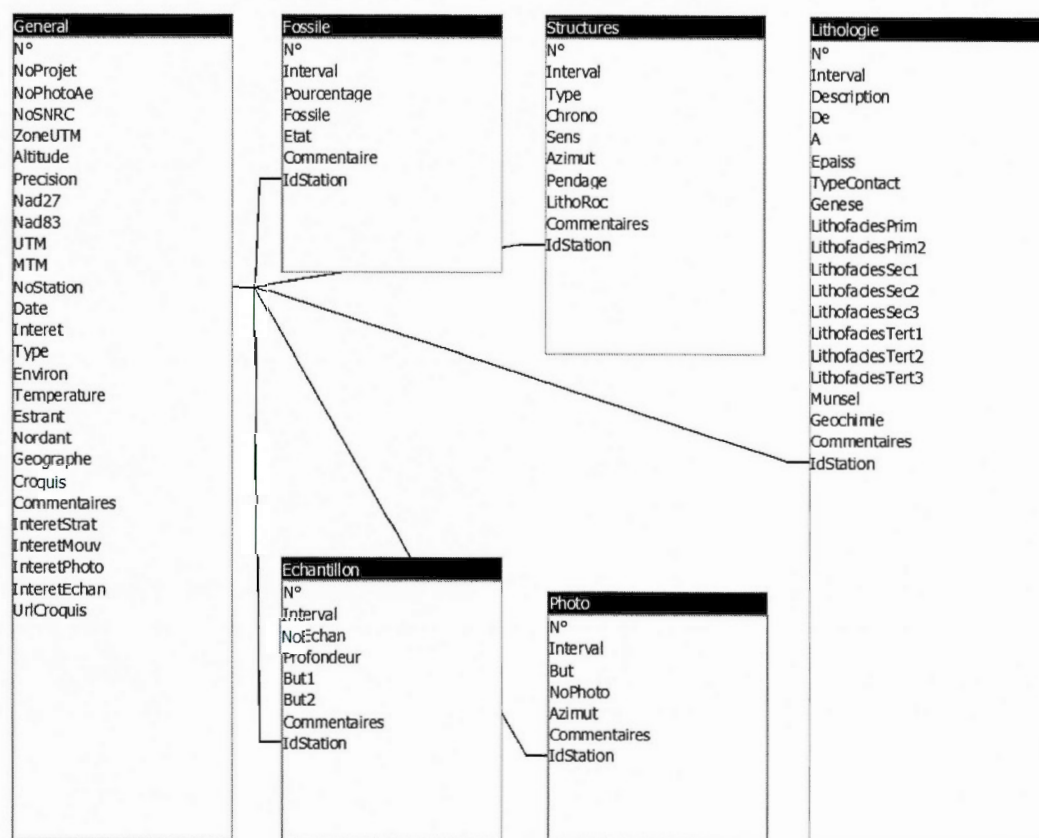


Figure 1.7 Architecture des géofiches détaillées dans la base de données Access.

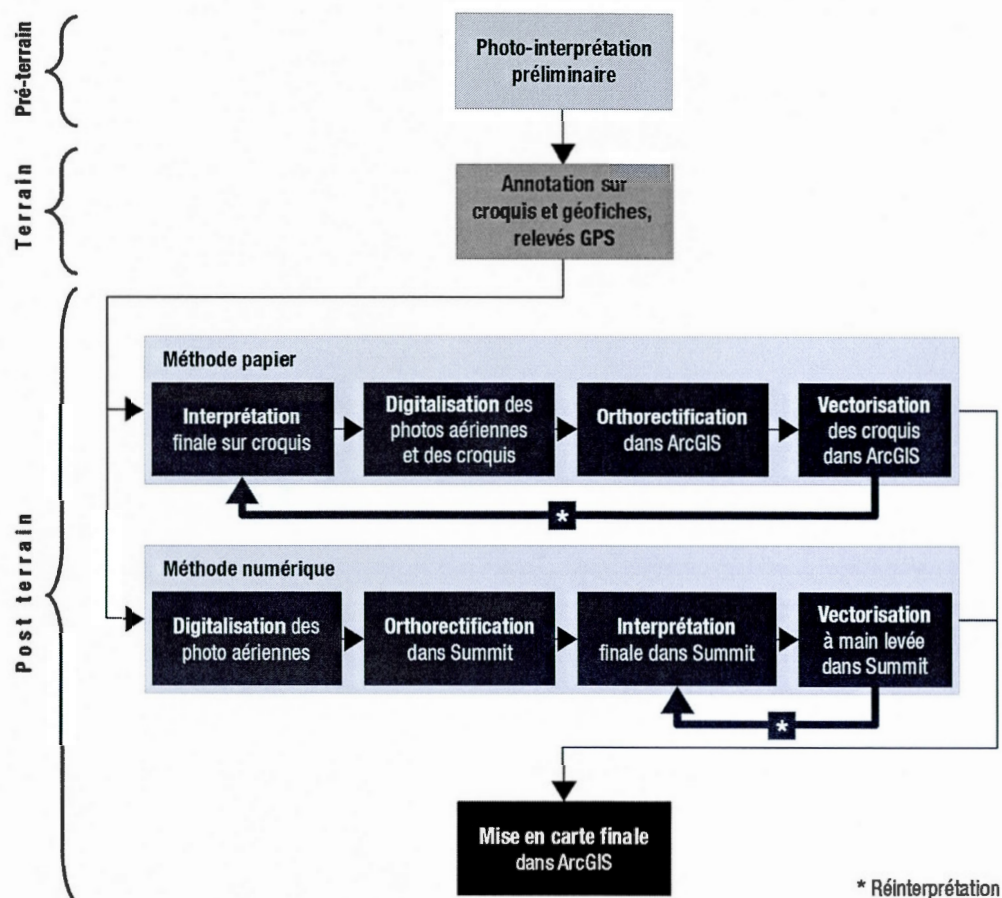
La granulométrie de la fraction inférieure à  $63\ \mu\text{m}$  a été déterminée à l'aide d'un sédigraphe à diffraction au laser (Fritsch - A22 Compact). Pour ce faire deux échantillons ont été prélevés : à 1 à 2 cm du fond et au sommet, dans la solution préalablement mise en agitation durant 5 minutes. Le logiciel indique lorsque l'appareil contient la quantité suffisante pour l'analyse. À l'aide du logiciel Analysette 22, les deux résultats du sédigraphe ont été mis en commun afin d'obtenir une courbe moyenne des mesures de la fraction inférieure à  $63\ \mu\text{m}$ . Finalement, nous avons utilisé le logiciel Excel afin de jumeler à cette dernière courbe les poids recueillis lors du tamisage sec (entre  $63\ \mu\text{m}$  et 2 mm).

### *Cartographie finale des formations superficielles à partir de Summit Evolution*

La cartographie finale des formations superficielles a été réalisée à l'aide d'un ordinateur supportant l'affichage en trois dimensions. Le logiciel de stéréoscopie numérique Summit Evolution 5.3 constitue l'interface permettant l'affichage de photographies aériennes en 3D. Ce dernier est couplé à l'environnement SIG ArcGIS 9.3 pour la numérisation des unités lithostratigraphiques (polygones) et des symboles (points, polylignes et polygones).

Les étapes préalables requises par Summit Evolution sont les suivantes. Nous avons d'abord numérisé les photos aériennes. Par la suite, les photos ont été importées dans le logiciel puis elles ont été orthorectifiées à partir de fichiers référentiels géoréférencés (les couches des routes, des étendues d'eau, des courbes topographiques et des points d'élévation produits à l'échelle 1:20 000 par la BDTQ (Ministère des Ressources naturelles, 1999)). Le logiciel parvient alors à positionner les photos dans un espace géographique virtuel de sorte qu'elles s'affichent en 3D aux endroits où elles se superposent.

Lorsque les couples stéréoscopiques ont été complétés, un nouveau projet cartographique a été démarré dans ArcGIS et toutes les informations pertinentes à l'interprétation et à la vectorisation des formations superficielles y ont été chargées : les points d'affleurements rocheux, la localisation des géofiches détaillées, les observations ArcPAD, les notes au GPS et la carte orthorectifiée de Richard (1991). Ces données spatialement référencées s'affichent alors à la fois dans l'affichage de Summit Evolution et dans ArcGIS. L'interprétation et la vectorisation ont été effectuées directement dans l'interface de Summit Evolution, les données vectorielles étaient automatiquement envoyées dans la base de données géographique (*geodatabase; .gdb*) de ArcGIS. Le choix des genres des formations et l'affichage symbologique de la carte s'appuient sur la légende de la Commission géologique du Canada (Parent *et al.*, 2010; voir légende de la carte en annexe C). Le diagramme de la figure 1.8 permet de démontrer que le processus cartographique dans l'environnement numérique est plus efficace par rapport à la manière conventionnelle lorsqu'une révision de l'interprétation est requise. Le tableau 1.2 présente les principaux avantages de la méthode numérique.



**Figure 1.8** Étapes de la cartographie des formations superficielle et comparaison des méthodes de cartographie conventionnelle sous format papier et numérique en environnement Summit Evolution; le schéma illustre bien en quoi la méthode numérique est mieux adaptée lorsqu'une réinterprétation est nécessaire.



**Tableau 1.2** Avantages de l'interprétation en stéréoscopie numérique par rapport à la méthode traditionnelle.

Avantages de l'interprétation en stéréoscopie numérique
<p>L'outil d'<b>orthorectification des photos aériennes</b> de Summit est supérieur à celui de ArcGIS :</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- Summit prend en compte les paramètres de distorsion de l'image (spécifications de la lentille de l'appareil photo et direction de la ligne de vol);</li> <li>- les points de contrôle sont d'une plus grande précision.</li> </ul>
<p>L'<b>interprétation</b> et la <b>vectorisation</b> progressent parallèlement. Cela constitue une avancée par rapport à la méthode traditionnelle laquelle implique de refaire appel au stéréoscope à miroirs lorsqu'une révision de l'interprétation papier est requise (voir figure 1.8).</p>
<p>L'<b>affichage des données géoréférencées</b> à même l'interface d'interprétation :</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- les données de terrain notées à l'aide de la tablette tactile ArcPAD et du GPS;</li> <li>- les travaux cartographiques antérieurs numérisés et géoréférencés;</li> <li>- le MNE et l'ombrage du territoire.</li> </ul>
<p>La <b>navigation automatisée</b> entre les couples stéréoscopiques :</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- convivialité de la navigation, sans avoir à changer manuellement de photos aériennes ou de ligne de vol;</li> <li>- permet à l'utilisateur de compenser les écarts d'interprétation entre les bordures des photos aériennes dus à la distorsion de la lentille.</li> </ul>
<p>La convivialité du <b>changement d'échelle</b> :</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- zoom rapproché offre un niveau de détail supérieur au stéréoscope traditionnel, de l'ordre du 1:5000;</li> <li>- zoom éloigné permet une vue d'ensemble supérieure au stéréoscope traditionnel dont la vue périphérique est limitée.</li> </ul>
<p>Les <b>modes d'affichage</b>. L'utilisateur peut activer ou désactiver l'affichage superposé de l'interprétation sur les photos aériennes.</p>
<p>L'<b>altitude au curseur</b>. L'altitude est souvent essentielle à l'interprétation des phénomènes quaternaires. La valeur est extraite du MNE, sa précision dépend donc du niveau de détails de ce dernier. Cependant, en cas de décalage entre la valeur du MNE et l'altitude visible d'un phénomène, l'utilisateur peut contrôler manuellement l'altitude du curseur pour qu'il reflète mieux la valeur réelle du phénomène.</p>



## CHAPITRE II

### MOUVEMENTS GLACIAIRES RÉGIONAUX

Environ 145 formes d'érosion glaciaire ont été mesurées sur 59 affleurements répertoriés au sein du territoire cartographié. On y retrouve du roc fuselé, des roches moutonnées, des stries et des rainures, des marques en croissant et deux *plastically-moulded forms* (*p-form*) de type cavetto. La mesure de ces formes nous a permis de déduire l'orientation des mouvements glaciaires, et dans le cas des marques en croissant et des roches moutonnées, de connaître la direction de ces écoulements. Enfin, les recoupements observés entre ces formes d'érosion nous ont permis de suggérer une chronologie relative des mouvements glaciaires.

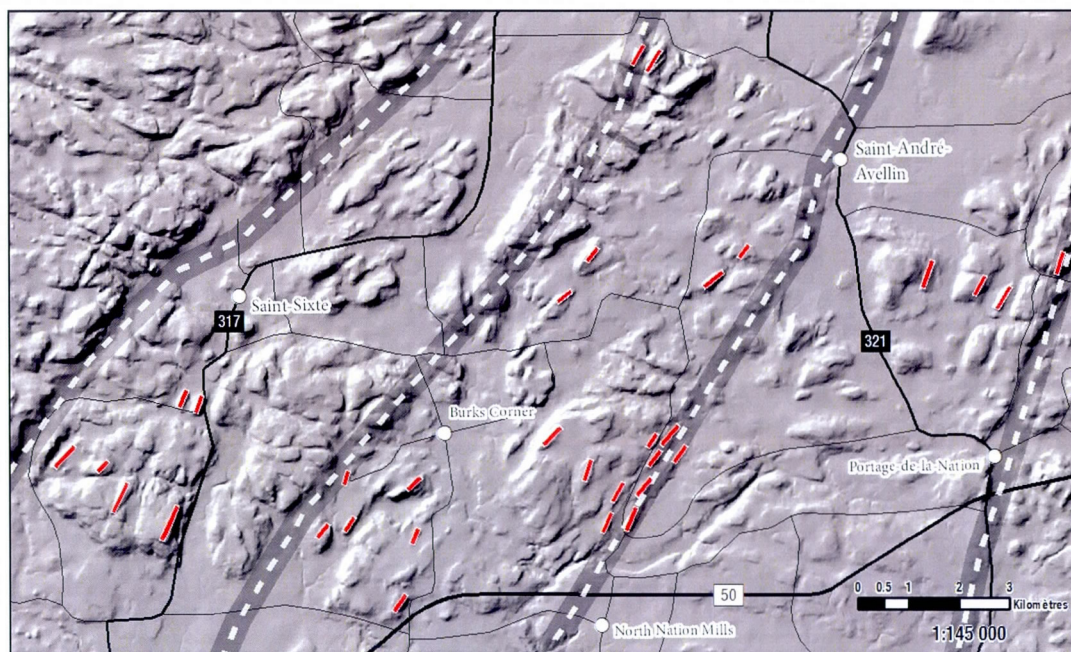
#### 2.1 Macroformes (plus de 100 m de longueur)

Les rochers profilés constituent les seules macroformes d'érosion glaciaire identifiées dans la région d'étude. Cette forme linéaire au versant amont abrupt et au versant aval en pente douce est une forme dérivée directement du substrat rocheux (Dionne, 1984). Néanmoins, on retrouve parfois ces formes partiellement recouvertes par des dépôts glaciaires, notamment dans des zones de till en couverture mince; il pourrait donc s'agir de drumlin rocheux. Vu leur taille, il s'agit essentiellement de formes identifiées en photo-interprétation.

##### 2.1.1 Rocher profilé

On a dénombré 31 rochers profilés répartis principalement au nord du terrain d'étude, dans les hautes terres du Bouclier canadien (figure 2.1). Elles mesurent entre 200 et 640 m en longueur et entre 70 et 185 m en largeur, pour un ratio longueur/largeur entre 5:1 et 2:1 qui est conforme aux valeurs suggérées par Sugden et John (1976). Leur orientation varie entre 015°-195° et 050°-230°, ce qui correspond à l'orientation NNE-SSO des linéaments rocheux régionaux (figure 2.1).

Ces structures rocheuses pourraient donc avoir favorisé le façonnement des rochers profilés. Comme nous le verrons plus loin, cette orientation concorde également avec l'orientation NE-SO mesurée fréquemment sur plusieurs microformes d'érosion du territoire à l'étude.



**Figure 2.1** Rochers profilés (trait rouge, longueur réelle), linéaments du socle rocheux (trait blanc tireté) et MNE ombragé; partie nord de la cartographie (031G/11-EST).

## 2.2 Mésoformes (1 m à 100 m de longueur)

Les mésoformes d'érosion glaciaire recensées consistent en des roches moutonnées et deux cavettos. Les roches moutonnées se présentent avec une face en amont glaciaire polie et parfois striée et une face en aval abrupte, marquée par du débitage. Les cavettos font partie de la famille des *p-forms*, c'est-à-dire des formes d'érosion glaciaire produites à la fois par l'action des glaces et des eaux de fusion (Dahl, 1965). Cependant, Hambrey (1994) rappelle que les cavettos sont avant tout attribuables à l'action érosive des glaces; elles sont donc des indices valables dans la reconstitution des mouvements passés. Il s'agit d'une dépression linéaire creusée à même la paroi latérale d'une surface rocheuse, quelquefois striée et généralement alignée parallèlement à l'écoulement glaciaire.



### 2.2.1 Roche moutonnée

Les roches moutonnées observées (6) étaient orientées vers le sud ou vers le sud-ouest (figure 2.2). Elles ont une longueur moyenne de 4 m et une hauteur moyenne de 1 à 2 m. Cependant, vu l'abondance de dépôts meubles dans la région, il a été impossible d'observer une roche moutonnée entièrement dénudée; l'estimation de leur taille est donc minimale.



**Figure 2.2** Partie sommitale d'une roche moutonnée orientée vers le sud; face amont striée et polie; photo prise en direction du sud; région de Burks Corner (site 1059; annexe A).

### 2.2.2 Cavetto

Deux cavettos ont été recensés sur le territoire. Le premier est situé à la jonction de l'autoroute 50 et de la route 317 (site 1088<sup>2</sup>), au nord de Thurso et l'autre près de Burks Corner. Pour le premier, on observe plusieurs stries fines, nettes et bien préservées au sein de la dépression. Leur azimut varie entre 030°-210° et 070°-250° ce qui correspond à un mouvement glaciaire orienté

<sup>2</sup> La localisation des sites auxquels nous référons dans ce mémoire est fournie à l'annexe A.



NE-SO. Le second présente des stries orientées 030°-210° (site 2067; figure 2.3). Dans les deux cas, ils mesurent environ 2 m de long par environ 60 cm de large.



**Figure 2.3** Cavetto marqué par des stries fines orientées 030°-210°; azimuth de la photo vers le 020°; le crayon bleu est orienté dans le sens de l'écoulement glaciaire; région de Burks Corner (site 2067).



## 2.3 Microformes (moins de 1 m de longueur)

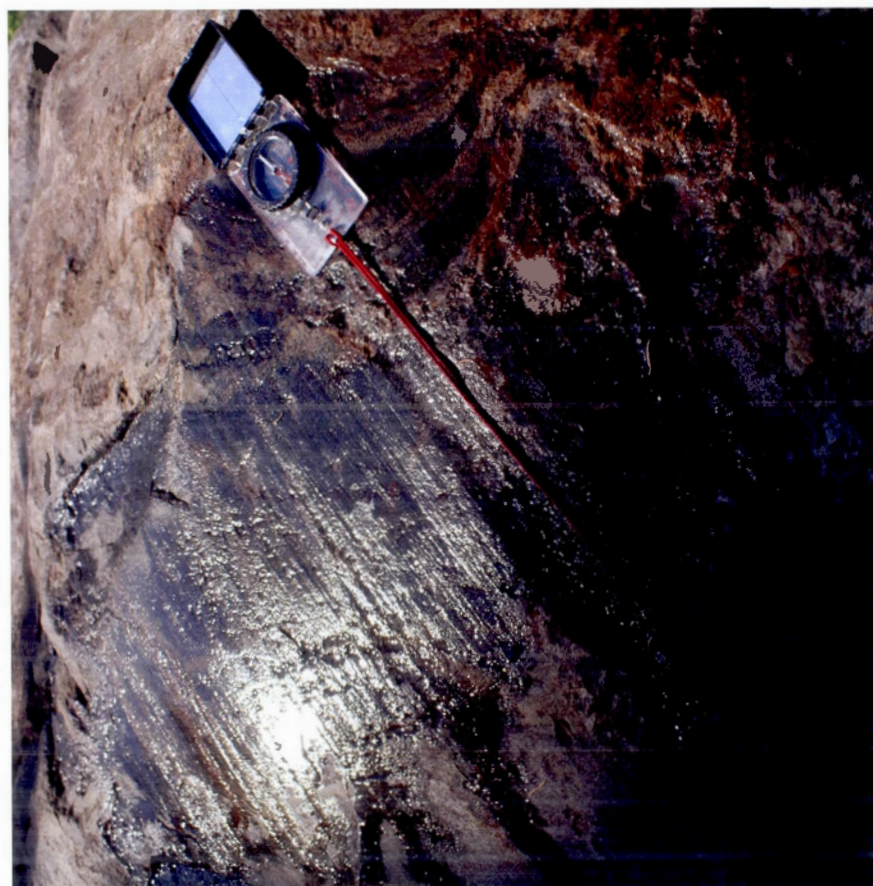
### 2.3.1 Stries et sillons

Sur l'ensemble de la région cartographiée, un peu plus d'une centaine de stries et de sillons ont été recensés. Les stries sont généralement fines (1 mm environ) et courtes (quelques centimètres) alors que les sillons sont plus grossiers (entre 0,5 et 1 cm de large) et peuvent atteindre jusqu'à 1,5 m de longueur (figure 2.4). Vu leur dimension marquée, ces derniers résistent mieux à l'érosion; on les retrouve plus souvent sur les surfaces rocheuses altérées.

Les stries sont bien réparties sur l'ensemble du territoire. Au nord, on les retrouve bien préservées de l'altération sur les surfaces polies des roches cristallines, principalement sur les gneiss pélitiques, les quartzites et les syénites. Cependant, d'autres affleurements, dont les marbres, sont plus vulnérables à l'altération; rares sont les marques d'érosion glaciaire qui y subsistent. Au sud, quelques stries ont été observées sur des dolomies paléozoïques. Les portions enfouies du substrat rocheux, isolées de l'altération physico-chimique (*weathering*), présentent généralement les surfaces les mieux préservées. En ce sens, les excavations, les gravières et les fossés le long des routes constituent d'excellents sites pour la mesure de l'orientation de ces microformes d'érosion.

### 2.3.2 Les formes en croissant

Les broutures concaves constituent le seul type de marques en croissant observé. Elles sont caractérisées par deux fractures : une principale qui penche légèrement dans le sens de l'écoulement de la glace et une perpendiculaire à la surface rocheuse qui constitue la terminaison de fracture principale (Flint, 1971). Puisque le pendage de la fracture principale indique le sens d'écoulement, cette marque d'érosion permet de déterminer la direction des mouvements glaciaires. On a dénombré 6 sites qui exposent des broutures concaves (figure 2.5). En moyenne, elles mesurent entre 5 et 35 cm de largeur et au plus 1 à 2 cm de profondeur. Elles se présentent souvent sous la forme de train de broutures (figure 2.5).



**Figure 2.4** Surface marquée de stries fines et nettes orientées  $000^{\circ}$ - $180^{\circ}$ ; azimut de la photo vers  $130^{\circ}$ ; région de Portage-de-la-Nation (site 1066).



**Figure 2.5** Train de broutures concaves orientées vers  $170^{\circ}$ ; azimut de la photo vers  $190^{\circ}$ ; région de Saint-André-Avellin (site 1099).



## 2.4 Chronologie des mouvements glaciaires

On présente à la figure 2.6 l'orientation des formes d'érosion glaciaire les plus représentatives des mouvements glaciaires régionaux.

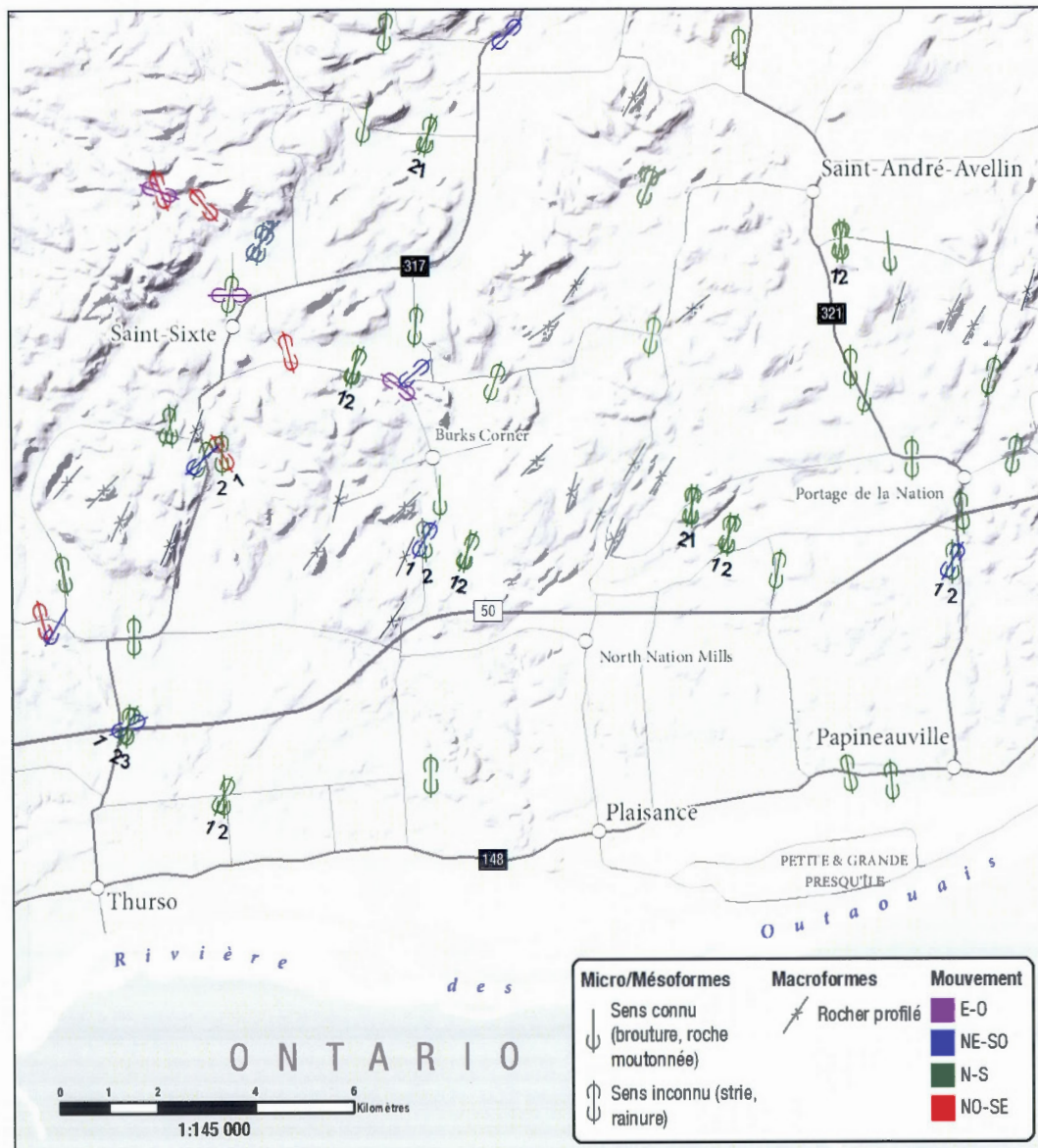


Figure 2.6 Localisation, orientation et chronologie relative des formes d'érosion glaciaire et principaux mouvements glaciaires (031G/11-EST); chronologie relative sur 11 sites (1 = plus ancien).

L'orientation des 101 formes d'érosion recensées varie significativement d'un site à l'autre, mais il en ressort trois mouvements principaux. La majorité des formes (72) sont orientées N-S (entre  $170^{\circ}$ - $350^{\circ}$  et  $015^{\circ}$ - $195^{\circ}$ ; figure 2.7). Elles sont dispersées uniformément sur l'ensemble du territoire (figure 2.6). On retrouve ensuite 18 formes orientées NE-SO (entre  $020^{\circ}$ - $200^{\circ}$  et  $050^{\circ}$ - $230^{\circ}$ ), le plus souvent dans la portion ouest du feuillet 031G/11-EST entre les longitudes de Thurso et de North Nation Mills, sauf pour deux stries près de Portage-de-la-Nation (figure 2.6). Les stries  $055^{\circ}$ - $235^{\circ}$  et  $070^{\circ}$ - $250^{\circ}$  observées au sein du cavetto près de Thurso sont sans doute attribuables à ce même mouvement NE-SO. Une troisième orientation NO-SE, entre  $140^{\circ}$ - $320^{\circ}$  et  $165^{\circ}$ - $335^{\circ}$ , a été recensée sur 8 sites qui se trouvent à l'ouest, près de Saint-Sixte et de Thurso. En plus de ces grandes familles de stries, trois sites témoignent d'un mouvement E-O variant entre  $090^{\circ}$ - $270^{\circ}$  et  $125^{\circ}$ - $305^{\circ}$ . On retrouve ces affleurements striés dans le secteur nord-ouest, près de Saint-Sixte. En ce qui concerne la direction des écoulements glaciaires, les marques en croissants et les roches moutonnées recensées indiquent deux directions d'écoulement, soit vers le sud-ouest et le sud.

Onze sites présentaient plus d'un mouvement glaciaire et ont permis d'établir une chronologie relative. Elle est illustrée dans l'histogramme de fréquence de la figure 2.7. Cette dernière est basée sur le recoupement des marques d'érosion, donnant parfois lieu à des troncatures (figure 2.8), et à la préservation de stries sur la face protégée du dernier mouvement glaciaire (figure 2.9). La plupart (8) témoignent d'une transition antihoraire d'un mouvement ancien NE-SO recoupé par un autre plus récent vers le N-S (figure 2.8). Le site au nord de Thurso est l'unique site qui présente cette transition en trois mouvements et constitue la preuve la plus évidente de cette chronologie (figure 2.10). Finalement, on considère que le mouvement glaciaire d'orientation E-O observé dans la région de Saint-Sixte pourrait, vu sa faible représentativité, représenter le premier mouvement glaciaire régional. Cependant, aucun site ne permet présentement de valider cette hypothèse.

Trois sites présentent une transition horaire. Les deux sites au nord-est de Saint-Sixte et à l'ouest de Portage-de-la-Nation correspondent à de légères variations du même mouvement N-S. Par



contre, le troisième site se trouvant au sud de Saint-Sixte (figure 2.9) témoigne de deux mouvements significativement différents : un mouvement NO-SE ( $150^{\circ}$ - $330^{\circ}$ ) qui précède le N-S. Cette observation suggère que la transition antihoraire de la direction d'écoulement glaciaire pourrait, du moins dans le secteur ouest, avoir atteint une direction sud-est avant de revenir à un mouvement vers le sud. Quelle que soit leur chronologie relative, ces mouvements apparaissent les plus récents.

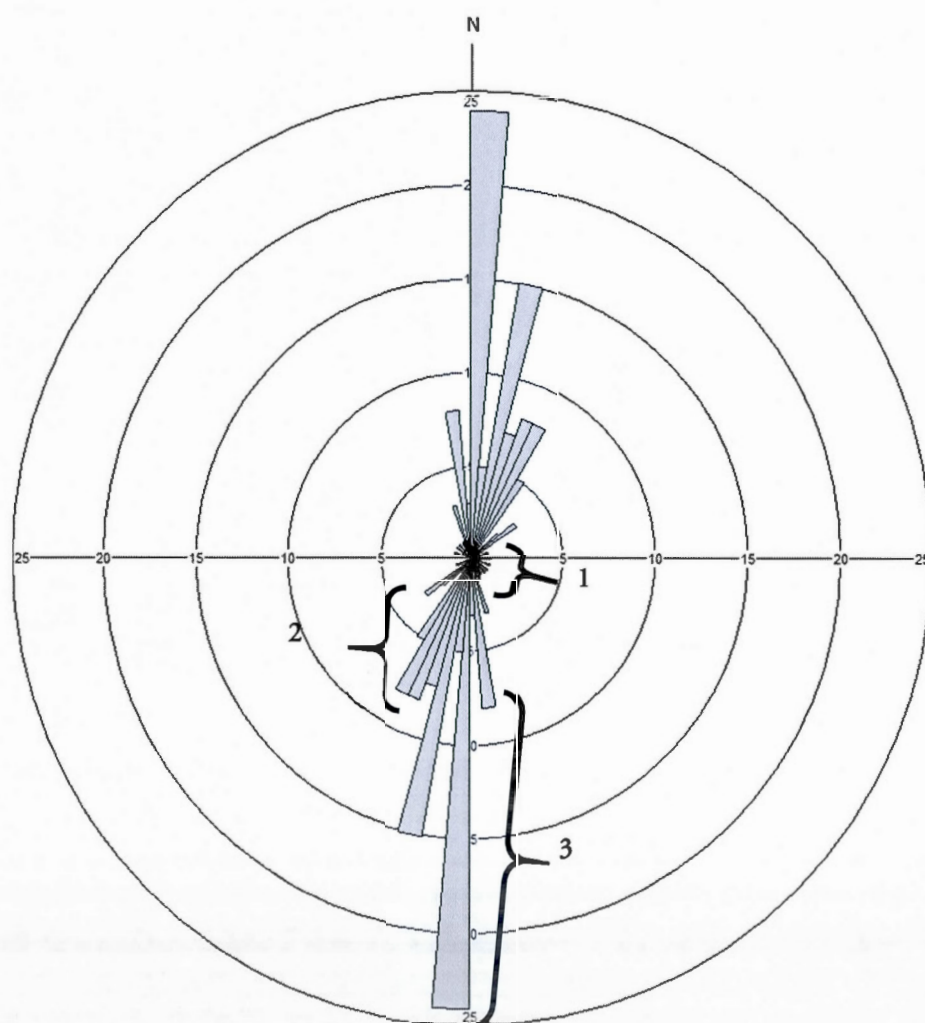


Figure 2.7 Histogramme de fréquence des formes d'érosion en fonction de leur orientation et chronologie des mouvements (1=plus ancien); intervalle de classe de  $5^{\circ}$ ; nombre total de formes d'érosion : 101.



Figure 2.8 Surface tronquée située entre Portage-de-la-Nation et Papineauville témoignant de deux mouvements :  $000^{\circ}$ - $180^{\circ}$ , récent, surface exposée (boussole) et  $030^{\circ}$ - $210^{\circ}$ , ancien, surface protégée (crayon); azimuth de la photo vers  $180^{\circ}$ ; région de Portage-de-la-Nation (site 1076).



Figure 2.9 Affleurement au sud de Saint-Sixte témoignant de deux mouvements :  $000^{\circ}$ - $180^{\circ}$ , récent, surface exposée (crayon bleu) et  $150^{\circ}$ - $330^{\circ}$ , ancien, derrière une surface protégée (crayon vert); les flèches représentent la direction de la glace; azimuth de la photo vers  $270^{\circ}$ ; région de Saint-Sixte (site 1027).





**Figure 2.10** Affleurement en bordure de l'autoroute 50 près de Thurso présentant trois mouvements glaciaires : 065°-245° dans un cavetto, 025°-205° dans une cannelure et 005°-185°; les flèches représentent la direction de la glace; azimut de la photo vers 260°; région de Thurso (site 1088).

## 2.5 Conclusion

Nos observations documentent une progression en trois temps des écoulements glaciaires dans notre secteur. Le premier E-O (090°-270°) de direction inconnue, le second vers le sud-ouest (entre 210° et 245°), le troisième vers le sud (entre 170° et 205°) et vers le sud-est (entre 140° et 165°). Le mouvement E-O serait antérieur à tous les mouvements, ce qui correspond à l'hypothèse de Caron (2007).

Étant donné les difficultés à situer chronologiquement les mouvements sud-ouest et sud, nous suggérons deux scénarios sur l'évolution de la direction des glaces concernant ces deux directions. Le scénario principal s'appuie sur les travaux Ross (2004). On attribue le mouvement NE-SO à un courant glaciaire vers le sud-ouest qui aurait persisté tout au long de la déglaciation. Il aurait été suffisamment important pour accentuer la forme des rochers profilés, déjà modelés dans l'axe NE-SO des linéaments rocheux. Lorsque le courant glaciaire prend fin, l'écoulement des glaces



bifurque vers le sud. Ross (2004) évoque également la possibilité d'un mouvement N-S de grande ampleur lors du Pléniglaciaire, ce qui pourrait expliquer la forte représentativité de ces stries dans la région; cependant, aucune chronologie ne nous permet d'appuyer cette hypothèse. Le scénario alternatif attribue le mouvement NE-SO à l'englaciation du territoire, tel que le suggère Gadd (1987). Par la suite, un mouvement N-S correspondrait à l'écoulement général de l'Inlandsis laurentidien au maximum glaciaire du Wisconsinien supérieur (Gadd, 1987; Occhietti, 1989). Il aurait persisté jusqu'à la déglaciation.

Le mouvement vers le sud-est est plus faiblement représenté; il correspond sans doute aux derniers instants de la déglaciation. Une seule chronologie relative indique un passage d'un mouvement sud-est vers le sud. Il pourrait s'agir d'un réalignement de l'écoulement dans la portion ouest du territoire lors des derniers instants de la déglaciation et qui aurait succédé aux mouvements NO-SE et N-S. Étant donné qu'on le retrouve uniquement au sein du territoire accidenté du Bouclier canadien, il pourrait être le résultat d'un contrôle topographique sur l'écoulement glaciaire à la déglaciation.

## CHAPITRE III

### LITHOSTRATIGRAPHIE DES DÉPÔTS QUATERNAIRES

Ce chapitre brosse un tableau des différentes unités lithostratigraphiques quaternaires présentes dans la région de Saint-André-Avellin (031G/11-EST). Sont représentés : les sédiments glaciaires (T), fluvioglaciaires (G), marins (M), alluviaux anciens (Ax), organiques (O) et les dépôts de glissement de terrain (Cg). Nous y décrivons leur mode de mise en place, la répartition spatiale des unités, les observations sur leur épaisseur maximale ainsi que leurs principales caractéristiques géomorphologiques, sédimentologiques et leur contexte stratigraphique. Le tableau 3.1 présente la superficie couverte par chacune des unités cartographiées. Les codes entre parenthèses utilisés tout au long du mémoire réfèrent à la légende de la carte des dépôts de surface (annexe C). Les résultats des analyses granulométriques sont fournis à l'annexe D.

**Tableau 3.1** Les formations quaternaires distinguées en cartographie et leur superficie.

Unité lithostratigraphique	Code	Aire totale (km <sup>2</sup> )	Proportion (%)
<b>Roc</b>	<b>R</b>	<b>12,3</b>	<b>3,6</b>
<b>Till</b>	<b>T</b>	<b>140,8</b>	<b>40,8</b>
Till en couverture mince et discontinue	Tc	29,7	8,6
Till en couverture généralement continue	Tm	111,1	32,2
<b>Fluvioglaciaire</b>	<b>G</b>	<b>5,9</b>	<b>1,7</b>
Sédiments juxtaglaciaires	Gx	4,2	1,2
Sédiments d'épandage proglaciaire subaquatique	Gs	1,7	0,5
<b>Marin</b>	<b>M</b>	<b>156,2</b>	<b>45,3</b>
Sédiments fins d'eau profonde	Ma	117,5	34,1
Sédiments deltaïques et prodeltaïques	Md	30,9	8,7
Sédiments littoraux et pré-littoraux	Mb	7,7	2,2
<b>Alluvions anciennes</b>	<b>Ax</b>	<b>12,0</b>	<b>3,5</b>
<b>Sédiments organiques</b>	<b>O</b>	<b>10,1</b>	<b>2,9</b>
<b>Dépôts de glissement de terrain</b>	<b>Cg</b>	<b>7,4</b>	<b>2,1</b>
<b>TOTAL</b>		<b>344,7</b>	<b>100</b>

Pour le cadre stratigraphique régional, notons que les unités lithostratigraphiques observées sont attribuables à la dernière glaciation; aucune évidence stratigraphique antérieure au till régional n'a pu être mise en évidence lors des campagnes de terrain ou dans les forages analysés (voir chapitre IV). Nous présentons à la figure 3.1 les corrélations stratigraphiques des unités lithostratigraphiques basées selon nos observations sur le terrain. Ainsi, le till repose directement sur le socle rocheux. Il est recouvert ponctuellement par des sédiments fluvioglaciaires. Ensuite vient la séquence des sédiments marins : les sédiments fins profonds puis les sédiments deltaïques et littoraux. Ceux-ci sont parfois recouverts par des alluvions puis par des dépôts organiques. Les dépôts de glissement de terrain reposent au sommet de la séquence. Nous présenterons également dans le cadre du chapitre IV sur la modélisation une coupe topostratigraphique synthèse à l'échelle de la vallée de la Petite-Nation qui se base sur les travaux de cartographie et de modélisation des coupes stratigraphiques (figure 4.19).

### 3.1 Sédiments glaciaires

#### 3.1.1 Origines

Les sédiments glaciaires sont mis en place tout au long de la glaciation et sont d'origine sous-glaciaire, intraglaciaire ou supraglaciaire. Deux types de sédiments glaciaires ont été cartographiés selon leur épaisseur moyenne : le till en couverture généralement continue (T<sub>c</sub>; épaisseur supérieure à 1 m) et le till en couverture mince et discontinue (T<sub>m</sub>; épaisseur inférieure à 1 m).

#### 3.1.2 Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique

À lui seul, le till représente près de 41 % des dépôts cartographiés, pour une superficie d'environ 141 km<sup>2</sup>. On le retrouve sur le relief du Bouclier canadien, dans les secteurs surélevés, et parfois dans les zones de faible altitude où le socle roc est davantage présent, comme au nord et à l'ouest de Papineauville (figure 3.2). Les zones au relief accidenté et exposé sont généralement recouvertes d'un till en couverture plus mince tandis que les dépressions sont souvent couvertes par du till en couverture continue.



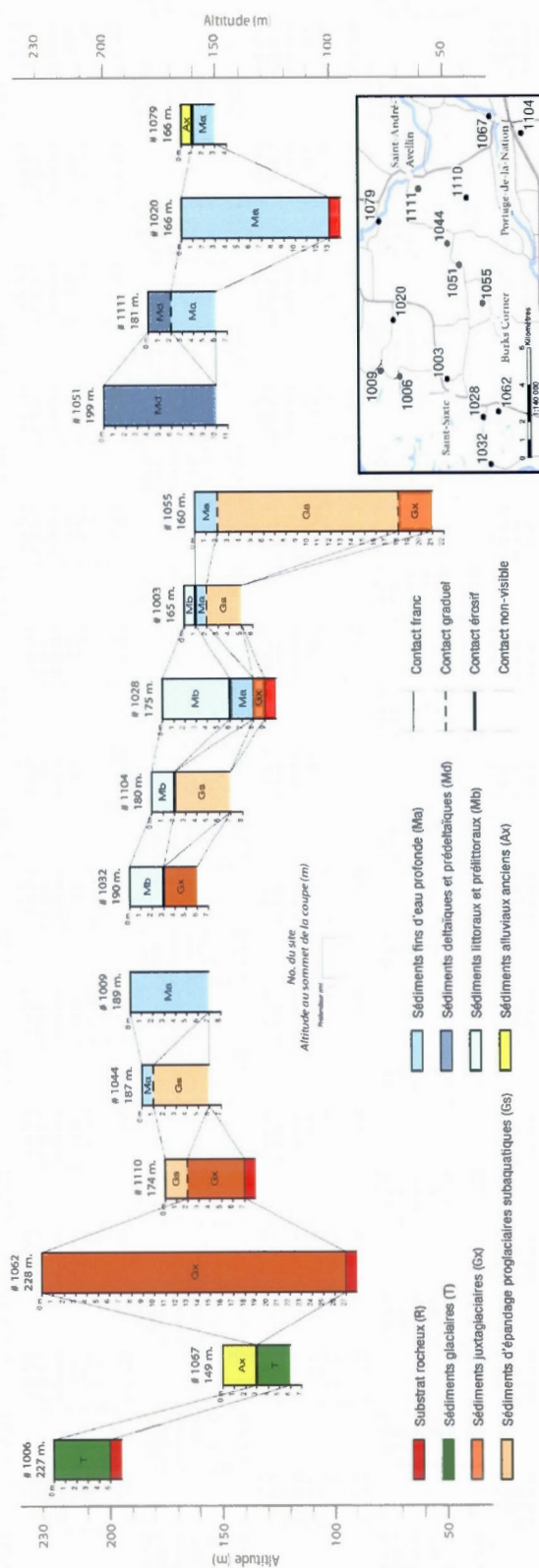


Figure 3.1 Les unités lithostratigraphiques quaternaires de la région de Saint-André-Avellin représentées par les coupes les plus significatives (l'exagération verticale des colonnes stratigraphiques est de 5x).

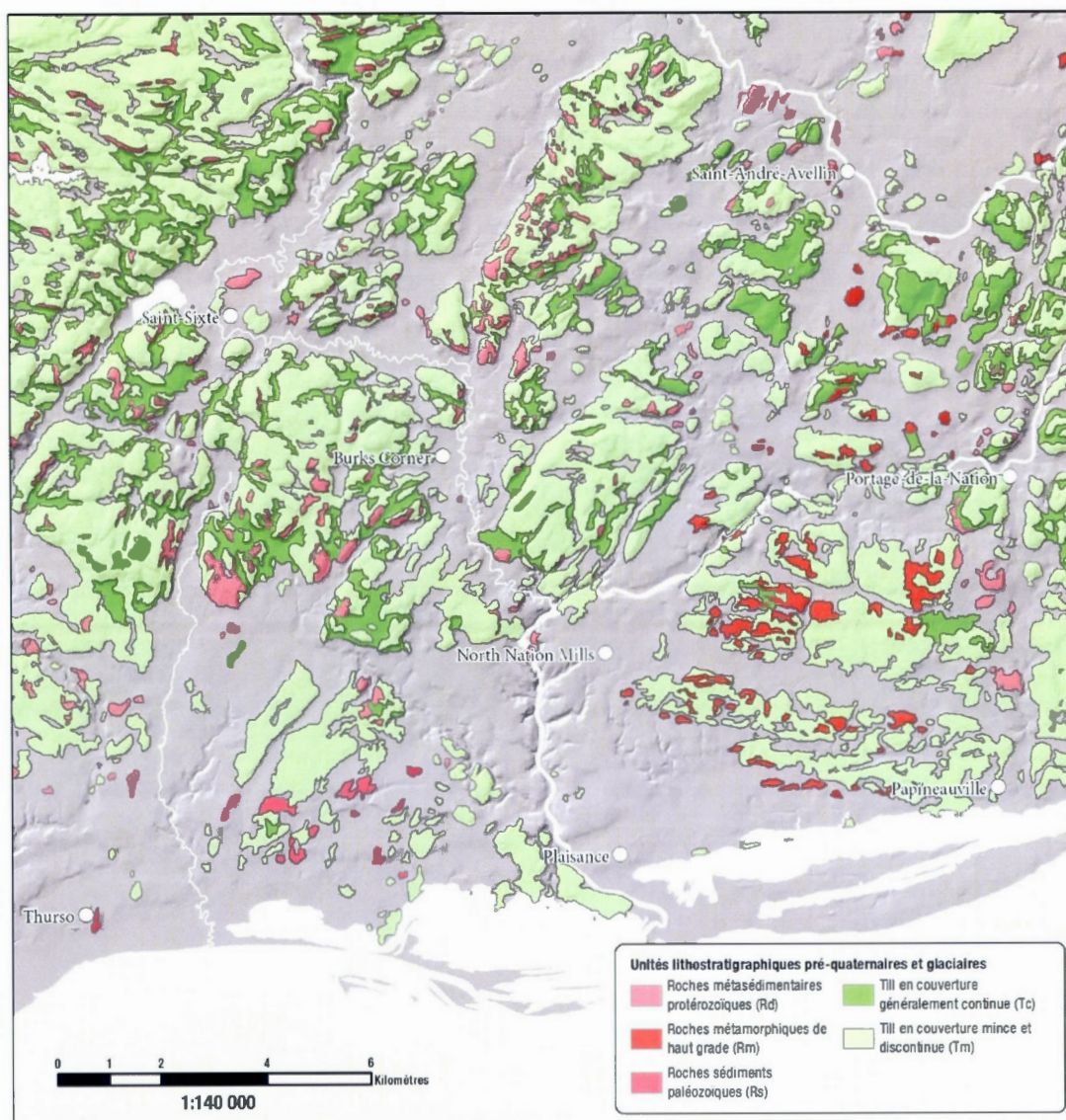


Figure 3.2 Répartition spatiale des unités lithostratigraphiques glaciaires et du socle rocheux affleurant.

Le till en couverture continue couvre une superficie de 29,7 km<sup>2</sup> soit 8,6 % du territoire et l'épaisseur maximale observée est de 6 m (nord-est de Saint-Sixte; site 1008). L'aire recouverte par le till en couverture mince dépasse légèrement les 111 km<sup>2</sup>, soit environ 32,2 % du territoire étudié.



Le till a été observé en contact direct sur le socle rocheux à plusieurs endroits (sites 1006, 1085, 1086, 1090 et 1107); il constitue l'unité basale de la séquence stratigraphique quaternaire de la région (figure 3.1).

### 3.1.3 Géomorphologie

La signature géomorphologique des couvertures de till varie légèrement en fonction de leur épaisseur. Le till mince exhibe un relief généralement irrégulier, conditionné par la présence du roc sous-jacent, alors que le till épais présente un relief plus uniforme, avec moins d'affleurements rocheux. Notons qu'aucune morphologie particulière (till fuselé ou bosselé) n'a été inventoriée dans l'unité de till en couverture continue.

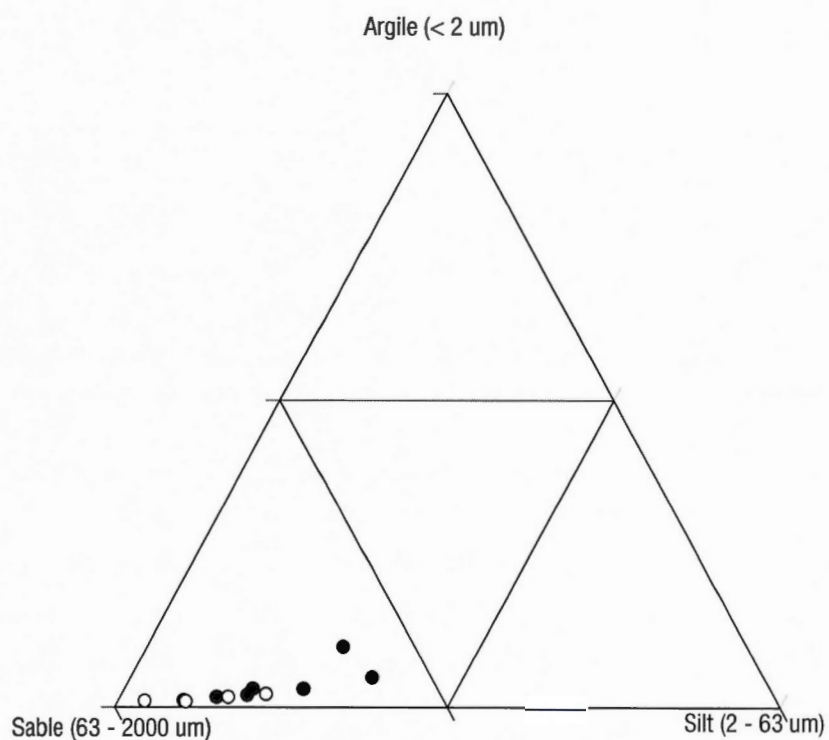
### 3.1.4 Texture et structures sédimentaires

De manière générale, le till régional est composé d'un diamicton compact à matrice sableuse (79 % de sable moyen à fin; voir annexe D. La fraction silteuse est plutôt faible (environ 18 % en moyenne) et la fraction argileuse pratiquement nulle (moins de 3 %), ce qui est typique du till du Bouclier canadien (Scott, 1976). Ces données sont également en accord avec les observations de Kettles et Shilts (1987) sur le till de la vallée de la Gatineau, qui est surtout composé de roches cristallines précambriennes résistantes à l'érosion. Concernant la présence de carbonates, notons qu'aucun des échantillons prélevés n'a démontré une réaction à l'acide chlorhydrique (HCl). Les éléments grossiers présentent souvent des arêtes vives, peu ou pas émoussées.

Les sédiments glaciaires témoignent parfois localement de légères variations de faciès qui se déclinent en deux sous-catégories : le faciès de fond et le faciès d'ablation. À ce titre, le diagramme ternaire de la figure 3.3 et les résultats des analyses granulométriques de l'annexe D exposent bien les variations granulométriques entre ces derniers. D'abord, le faciès de fond est plus compact et les accumulations sont généralement plus épaisses (jusqu'à 6 m) que le till d'ablation (figure 3.4a). Il est également composé d'une matrice de couleur brun-olive (2.5 Y 4/3) légèrement plus fine : les silts et les argiles composent environ 28,4 % et les sables, 71,6 %.



Les clastes les plus grossiers sont de taille moyenne, soit plus ou moins 15 cm, et la matrice présente souvent une fissilité (figure 3.4b). Ce faciès est généralement associé à la couverture de till continue.



**Figure 3.3** Diagramme ternaire des résultats de l'analyse granulométrique de onze échantillons de sédiments d'origine glaciaire; les cercles noirs représentent le faciès de fond et les cercles blancs, le faciès d'ablation.



**Figure 3.4** Illustrations des faciès du till dans différents sites : A) faciès de fond d'une épaisseur de 6 m; B) fissilité des sédiments glaciaires fins; C) faciès d'ablation, plus lâche et concentration de clastes centimétriques et décimétriques en surface, reposant sur un till de fond; D) faciès d'ablation sous la limite marine (remanie), concentration de blocs plus importante et matrice lâche.



Le faciès d'ablation, d'origine intraglacière ou supraglacière est associé aux dernières phases de la glaciation; ces dépôts subissent moins la compression exercée par le poids de la glace et davantage l'action des eaux de fusion. Aussi, dans la région étudiée, ces sédiments sont généralement moins compacts et plus grossiers que le till de fond : la matrice est plus sableuse (86,1 % de sables; 13,9 % de silts et d'argiles (annexe D) et on y observe plus de blocs (parfois 50 cm en moyenne). La matrice est également de couleur plus brunâtre (10 YR 4/4), sans doute due à l'oxydation. Localement, le till d'ablation recouvre le till de fond (figure 3.4c). Le faciès d'ablation est principalement présent dans les zones où la couverture est un till mince et discontinue. Des évidences de remaniement du till ont été observées au sein de dépôts marins fins et font l'objet d'une description détaillée dans la sous-section 3.3.2.3.

Notons enfin que sous la limite marine, la portion superficielle du till (mince et épais) peut parfois être remaniée localement ; on y note une plus grande concentration de blocs et le lessivage des particules fines (figure 3.4d).

## 3.2 Sédiments fluvioglaciers

### 3.2.1 Origines

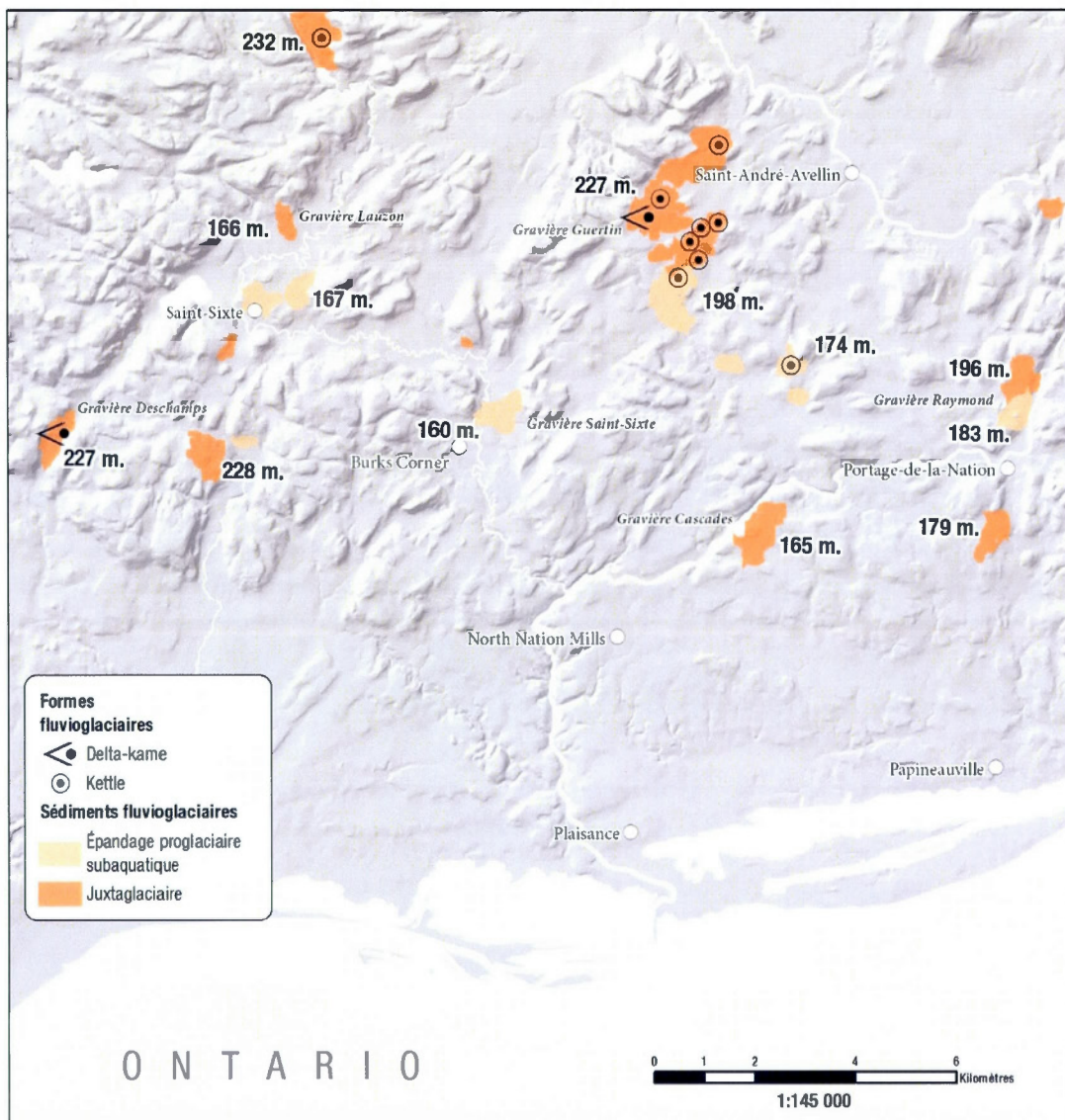
Les sédiments fluvioglaciers sont associés au retrait glaciaire. Deux types de dépôts fluvioglaciers ont été distingués selon leur mode de mise : les sédiments juxtaglaciers – ou de contact glaciaire – (Gx) et les sédiments d'épandage proglaciaire subaquatique (Gs).

### 3.2.2 Sédiments juxtaglaciers

#### 3.2.2.1 Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique

Les dépôts juxtaglaciers occupent une portion restreinte du territoire, soit 4,2 km<sup>2</sup> (1,2 %). Ils sont présents dans la portion nord du feuillet 031G/11-EST (figure 3.5). On les retrouve entre 152 et 227 m d'altitude. L'épaisseur maximale répertoriée est de 56 m (gravière Deschamps; site 1030). Les dépôts fluvioglaciers observés reposent en discordance sur le roc (figure 3.1).





**Figure 3.5** Répartition spatiale des sédiments fluvioglaciaires et des formes associées; altitude des sites a été relevée à l'aide d'un GPS; l'étendue spatiale des formations fluvioglaciaires a été intentionnellement exagérée de deux points pour améliorer le rendu visuel; la figure contient également le nom des principales gravières/sablières citées dans ce mémoire.

### 3.2.2.2 Géomorphologie

La plupart des amoncellements répertoriés forment des buttes surélevées, souvent adossées aux parois rocheuses des vallées de basse altitude qui ont été sous une influence marine. Ces

observations sont conformes à celles des travaux de Rust et Romanelli (1975) et Sharpe (1988) qui ont également décrit des épandages subaquatiques le long de la rivière des Outaouais. Comme l'indique Gadd (1987), ces formes fluvioglaciaires pourraient être le résultat de l'accumulation des débris intraglaciaires et supraglaciaires évacués dans les vallées et coincés entre les parois rocheuses et la glace.

Parmi les formes observées, les plus spectaculaires sont les deltas-kames. Ils ont les mêmes caractéristiques morphologiques que les deltas, c'est-à-dire une surface tabulaire édifiée à la limite altitudinale d'un plan d'eau composée de lits frontaux qui progradent vers ce dernier. Cependant, les deltas-kames se distinguent des deltas dans la mesure où ils se forment à la marge glaciaire, souvent à la sortie d'un esker, plutôt qu'à l'embouchure d'un affluent (Reineck et Singh, 1973). Notons cependant qu'aucun tronçon d'esker n'a été identifié sur le terrain d'étude; ils pourraient avoir été enfouis sous des dépôts meubles plus récents, notamment les argiles et les silts marins.

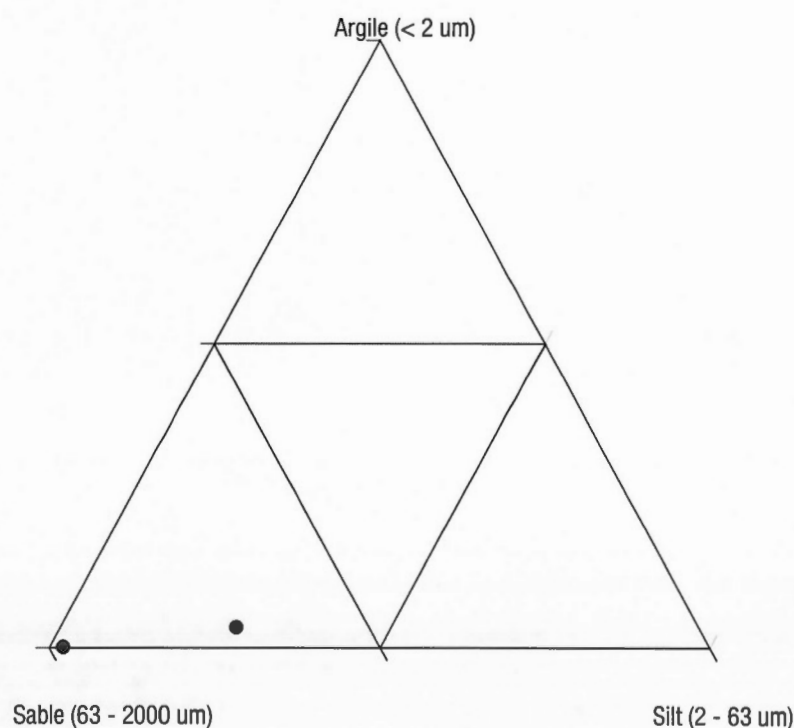
Les deux deltas-kames identifiés sont exploités pour leurs ressources granulaires : la gravière Guertin, à l'ouest de Saint-André-Avellin (site 1042) la gravière Deschamps au sud-ouest de Saint-Sixte (site 1030; figure 3.5). Tous deux forment des buttes de matériel grossier adossées au roc et dont les sommets plutôt tabulaires culminent à une altitude de 227 m, altitude maximale du plan d'eau dans ce secteur. Nous aurons l'occasion de discuter de l'origine de ce plan d'eau dans le chapitre V sur la reconstitution paléogéographique de la région.

Quelques kettles ont été identifiés au sud-est de la gravière Guertin, à même les formations fluvioglaciaires cartographiées. Certains sont occupés par des lacs et les plus grands mesurent jusqu'à près de 200 m de diamètre (région de Saint-André-Avellin; site 1042; figure 3.5).

### 3.2.2.3 Texture et structure sédimentaire

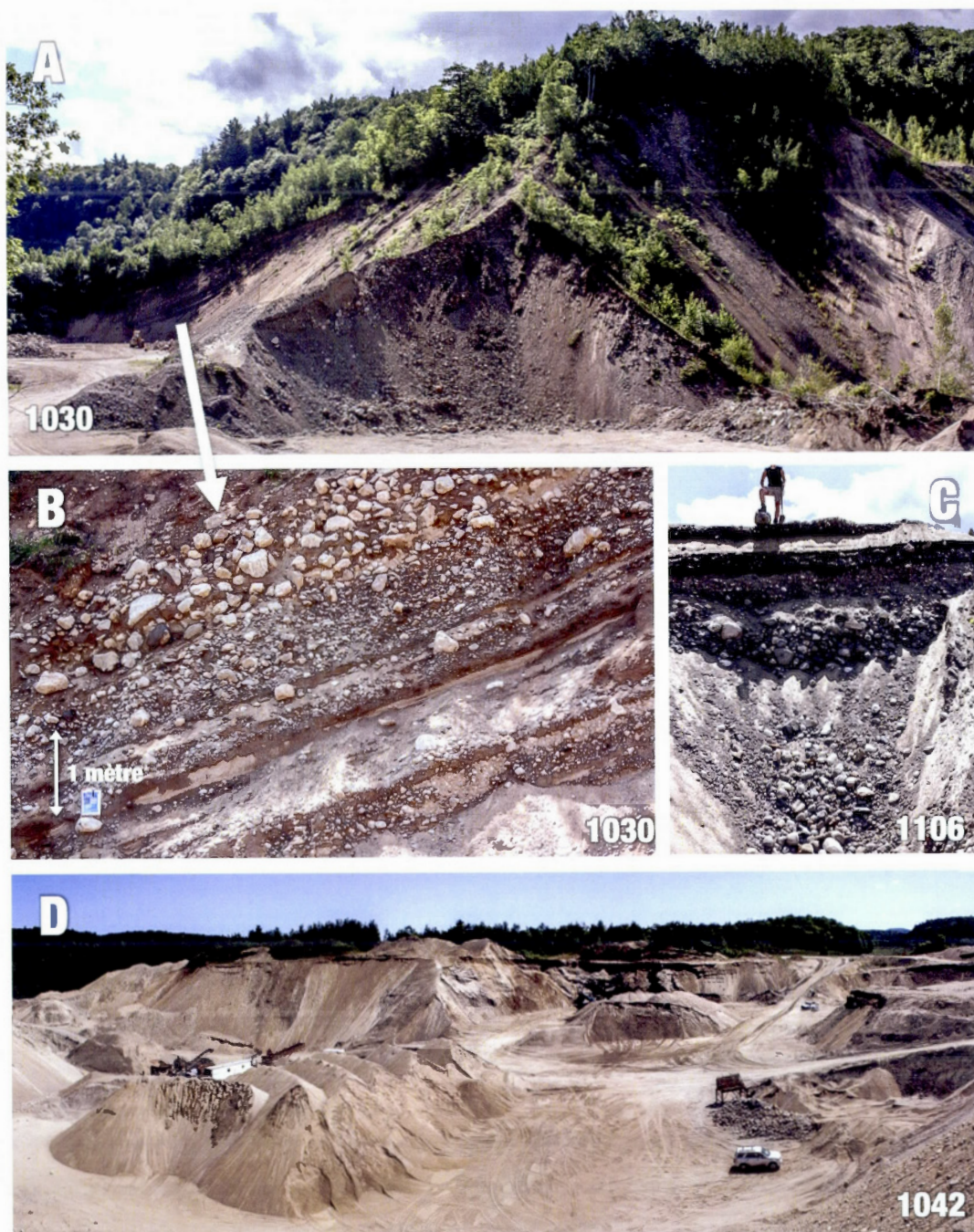
Les sédiments juxtaglaciaires sont généralement grossiers. La matrice est gravelo-sableuse et de couleur brun-jaune clair (2.5 Y 6/3), de compacité variable, mais souvent plus compacte à la base qu'au sommet. Elle contient des blocs et des cailloux subanguleux à subarrondis. Vu la proximité

avec la glace, les dépôts juxtaglaciaires observés présentent généralement un faible tri, ce qui explique la teneur en silt (26,7 %) et en argile (3,3 %) relativement importante de l'échantillon 1024A prélevé dans la gravière Lauzon, au nord de Saint-Sixte (figure 3.6). Par contre, l'échantillon 1042A (gravière Guertin; région de Saint-André-Avellin) est composé à 97,8 % de sables, ce qui tend à démontrer la grande variabilité granulométrique de cette unité observée sur le terrain. Les sites 1069 et 1070 (gravière Raymond; région de Saint-André-Avellin) contiennent des sédiments qui réagissent fortement aux carbonates (HCl), sans doute le résultat de la forte présence des marbres au sein de la vallée. Concernant les structures, les stratifications obliques sont fréquentes (figure 3.7a et b) et on y observe parfois des failles normales indiquant sans doute un contact avec les glaces. Certaines strates présentent également une structure à clastes jointifs (figure 3.7c) et d'autres à clastes non-jointifs (figure 3.7b).



**Figure 3.6** Diagramme ternaire des résultats de l'analyse granulométrique de deux échantillons de sédiments fluvioglaciaires d'origine juxtaglaciaire.





**Figure 3.7** Illustrations d'environnements juxtaglaciaires : A) delta-kame de la gravière Deschamps d'une hauteur de 56 m; B) vue rapprochée de la photo A présentant des lits obliques orientés vers le sud avec une forte variabilité granulométrique entre sables moyens et blocs subanguleux parfois métriques formant un diamicton à galets non jointifs; C) faciès à clastes jointifs observé à la gravière Cascades, clastes généralement subarrondis; D) delta-kame de la gravière Guertin montrant une surface tabulaire au sommet, à 227 m d'altitude.

### 3.2.3 Sédiments d'épandage proglaciaire subaquatique

#### 3.2.3.1 Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique

Les dépôts d'épandage proglaciaire subaquatique couvrent une moins grande superficie que les dépôts juxtaglaciaires, soit 0,5 % de la zone d'étude ou 1,7 km<sup>2</sup>. Ceux-ci se retrouvent souvent en périphérie des sédiments juxtaglaciaires, à plus basse altitude soit en moyenne entre 140 et 195 m (figure 3.5). Comme on l'observe à la figure 3.5, les accumulations d'épandage se disposent comme les dépôts juxtaglaciaires, selon un alignement est-ouest et indiquent la position du front glaciaire lors de leur formation; nous y reviendrons dans le chapitre V. L'épaisseur maximale observée est de 20 m (région de Portage-de-la-Nation, site 1071). Dans la séquence stratigraphique, les sédiments d'épandage subaquatique recouvrent les sédiments juxtaglaciaires. L'indicateur principal d'une mise en place subaquatique est la présence d'une couche de sédiments fins, silto-argileux, voire même de sables fins si le niveau d'eau est régressif, au sommet de l'accumulation fluvioglaciaire (Rust et Romanelli, 1975). Nous avons observé cette séquence à quelques endroits, notamment près de Burks Corner (sites 1055; figure 3.8b) et de Saint-André-Avellin (site 1110) (figure 3.8c et d).

#### 3.2.3.2 Géomorphologie

Les accumulations de dépôts fluvioglaciaires de type subaquatique forment des buttes surélevées au sommet légèrement incliné vers le sud et parfois isolées au cœur de la plaine argileuse comme à la gravière Saint-Sixte. Elles résultent des apports sédimentaires des eaux de fonte glaciaires chargées de sédiments aboutissant dans des eaux plus profondes (figure 3.8a). Ces formations sont souvent associées aux eaux de fonte à la sortie des eskers (figure 3.9).





**Figure 3.8** Illustrations d'environnements d'épandage proglaciaire subaquatique : A) monticule fluvioglaciaire au sein d'une plaine argileuse; B) vue en coupe de la gravière Saint-Sixte : dépôts de sables moyens bien triés en stratifications obliques planes affectés par des failles normales, recouvrant des dépôts plus grossiers (droite); C) transition d'un faciès fluvioglaciaire à la base vers des silts argileux marins (ou glaciolacustre) au sommet; D) vue macro de la photo C montrant le passage des sédiments sableux (alternant avec des laminations de silts argileux) de l'épandage subaquatique aux silts argileux de l'environnement marin.



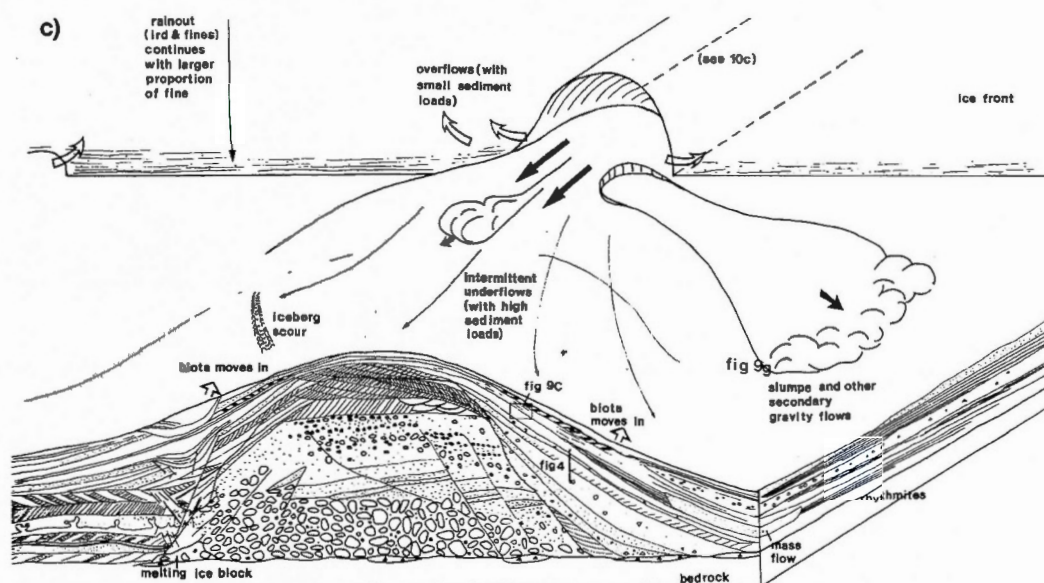


Figure 3.9 Formation d'un épandage proglaciaire subaquatique dans un environnement marin profond; extrait de Sharpe (1988).

### 3.2.3.3 Texture et structure sédimentaire

Les sédiments d'épandage proglaciaire subaquatique sont généralement de texture plus fines que ceux de contact glaciaire. Ils sont de couleur olive-jaune clair (2.5 Y 5/3), peu compacts et organisés en stratifications obliques (figure 3.8b) ou parfois horizontales. Comme pour les sédiments juxtaglaciaires, ces formations sont aussi affectées par des failles normales (figure 3.8b). Les strates sont composées en alternance de sables de granulométrie variable recouvrant parfois des lits graveleux à la base et qui sont surmontés par des lits silto-argileux vers le sommet. Ces lits sommitaux ont été observés à une altitude inférieure à 180 m. Ainsi, les amoncellements fluvioglaciaires d'épandage subaquatique présentent souvent un granoclassement normal. Cette séquence (lits graveleux-sables/lits silto-argileux) témoigne de la perte de compétence des eaux de fonte et de la transition d'un environnement de déposition proglaciaire proximal vers un environnement marin (ou glaciolacustre) (figure 3.8c et d). Autre indice de la proximité du front glaciaire, les strates de sédiments bien triés sont parfois ponctuées d'inclusions de cailloux de délestage déposés par des icebergs.

### 3.3 Sédiments marins

#### 3.3.1 Origines

Les sédiments marins sont associés aux phases d'inondation et de régression de la Mer de Champlain. Ils couvrent près de la moitié de la superficie totale cartographiée. Ils sont subdivisés selon leur environnement de mise en place. Les sédiments fins d'eau profonde (Ma) sont mis en place par décantation, là où la tranche d'eau est profonde. Les sédiments deltaïques et prodeltaïques (Md) s'accumulent dans des eaux peu profondes, à l'embouchure des cours d'eau qui se déversaient dans la mer. Finalement, les sédiments littoraux et pré littoraux (Mb) sont déposés soit à la limite marine ou lors de l'exondation des terres. Ils sont le résultat du remaniement local par les vagues des dépôts en place.

#### 3.3.2 Sédiments fins d'eau profonde

##### 3.3.2.1 Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique

Les sédiments fins d'eau profonde représentent 34,1 % des dépôts quaternaires du territoire. On les retrouve généralement dans les dépressions de basse altitude de la vallée de la Petite-Nation. Comme le démontre la figure 3.10, la vaste majorité des dépôts fins ( $\pm 95$  %) se trouvent sous la barre des 175 m d'altitude. Cependant, deux exceptions notables ont été observées. Aux pourtours du complexe fluvioglaciaire de la gravière Guertin, à l'ouest de Saint-André-Avellin, des argiles marines sont perchées à une altitude entre 190 et 205 m. Nous avons également observé une coupe de 7 m contenant des silts argileux interlités régulièrement avec des sables fins qui culmine à 188 m d'altitude au nord de Saint-Sixte (site 1009; figure 3.12a et b). L'épaisseur maximale observée est de 13 m, révélée par le ravinement en bordure d'un ruisseau au nord-est de Saint-Sixte (site 1020).



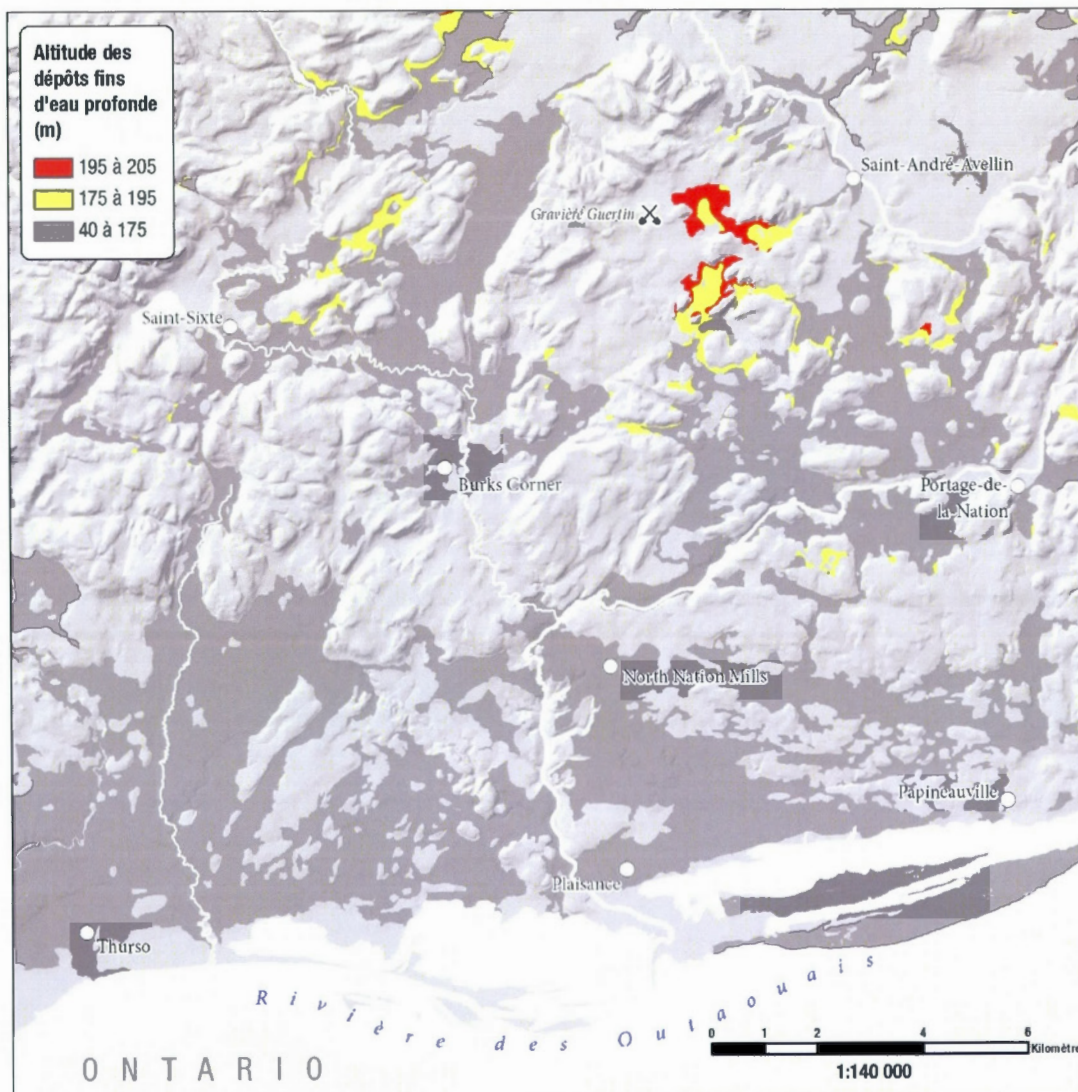


Figure 3.10 Répartition et altitude des dépôts marins fins d'eau profonde.

Les dépôts marins profonds ont été observés (figure 3.1) en contact franc ou graduel sur des sédiments glaciaires (site 1007), juxtaglaciaires (sites 1024, 1028 et 1085), d'épandage subaquatique (sites 1001, 1027, 1044, 1055 et 1061) ou directement sur le roc (sites 1020, 1023, 1082 et 1088).



### 3.3.2.2 Géomorphologie

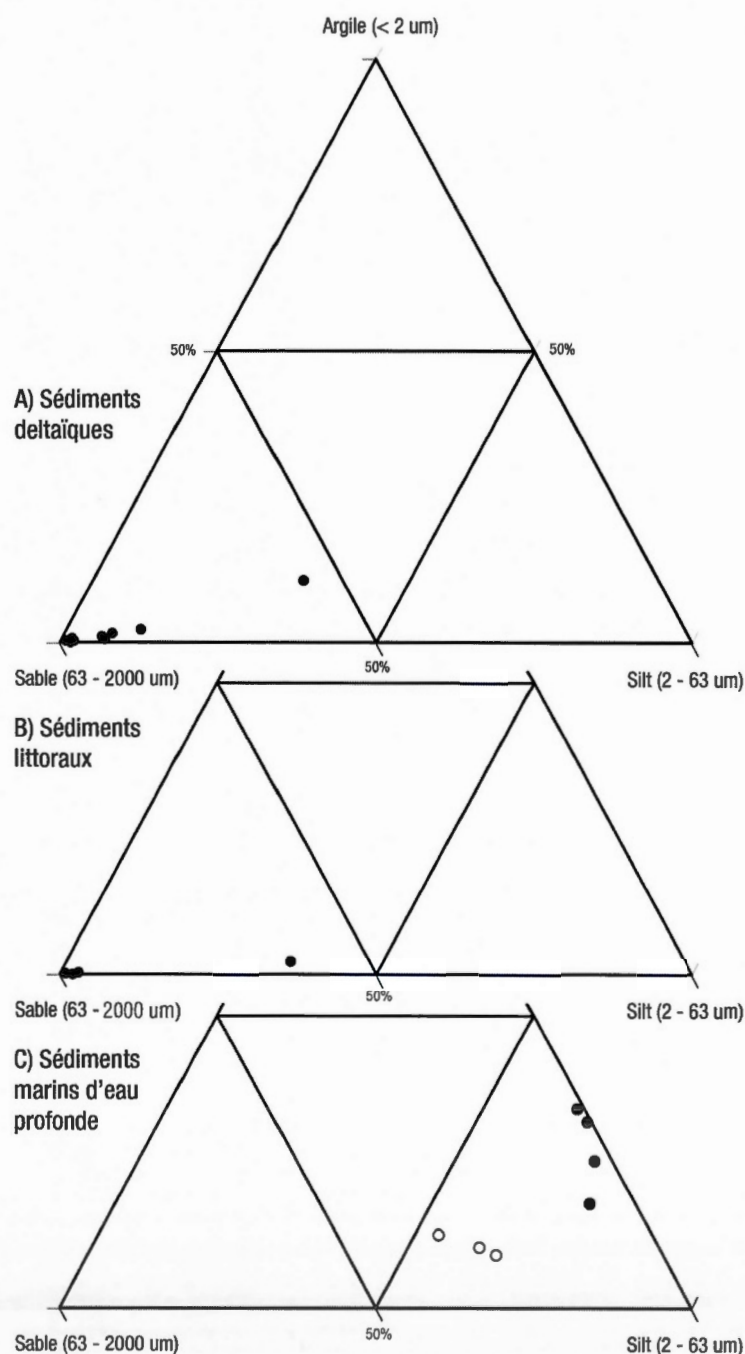
Les dépôts marins d'eau profonde forment une plaine fortement disséquée par l'érosion fluviale. Ce ravinement s'est développé lors de l'exondation du territoire, alors que les eaux de la Mer de Champlain se retiraient et que s'installait le réseau hydrographique actuel. Les dépôts marins présentent généralement du ravinement. Localement, cette érosion fluviale a également déclenché des glissements de terrain; les formes et les dépôts qui leur sont associés seront présentés dans la sous-section 3.6 sur les dépôts de glissement de terrain.

### 3.3.2.3 Texture et structure sédimentaire

Les sédiments marins d'eau profonde sont généralement de composition silto-argileuse et de couleur gris-bleu foncé (GLEY 1 4/10Y). Deux faciès d'eau profonde ont été identifiés<sup>3</sup>. Le premier correspond aux sédiments d'eau profonde constitués principalement par des silts (69,8 %) et des argiles (27,3 % en moyenne), alors que la fraction sableuse est presque nulle (2,9 % en moyenne) (figure 3.11c). Ces dépôts silto-argileux sont très bien triés, généralement massifs. Cependant, à la transition avec d'autres unités lithostratigraphiques, ils présentent parfois des alternances ou des interlits de sables fins et de silts. Dans tous les cas, cela semble témoigner soit du retrait des glaces et de la transition vers un environnement marin ou de l'exondation du territoire et de la fin de l'épisode marin. La coupe de 7 m du site 1009 au nord de Thurso expose une belle rythmicité entre des lits silto-argileux et des interlits sableux (figure 3.12a et b). Cette rythmicité pourrait indiquer un passage vers un environnement moins profond, caractérisé par des apports sableux provenant de la zone infralittorale. Le sommet de cette coupe est situé à 188 m d'altitude.

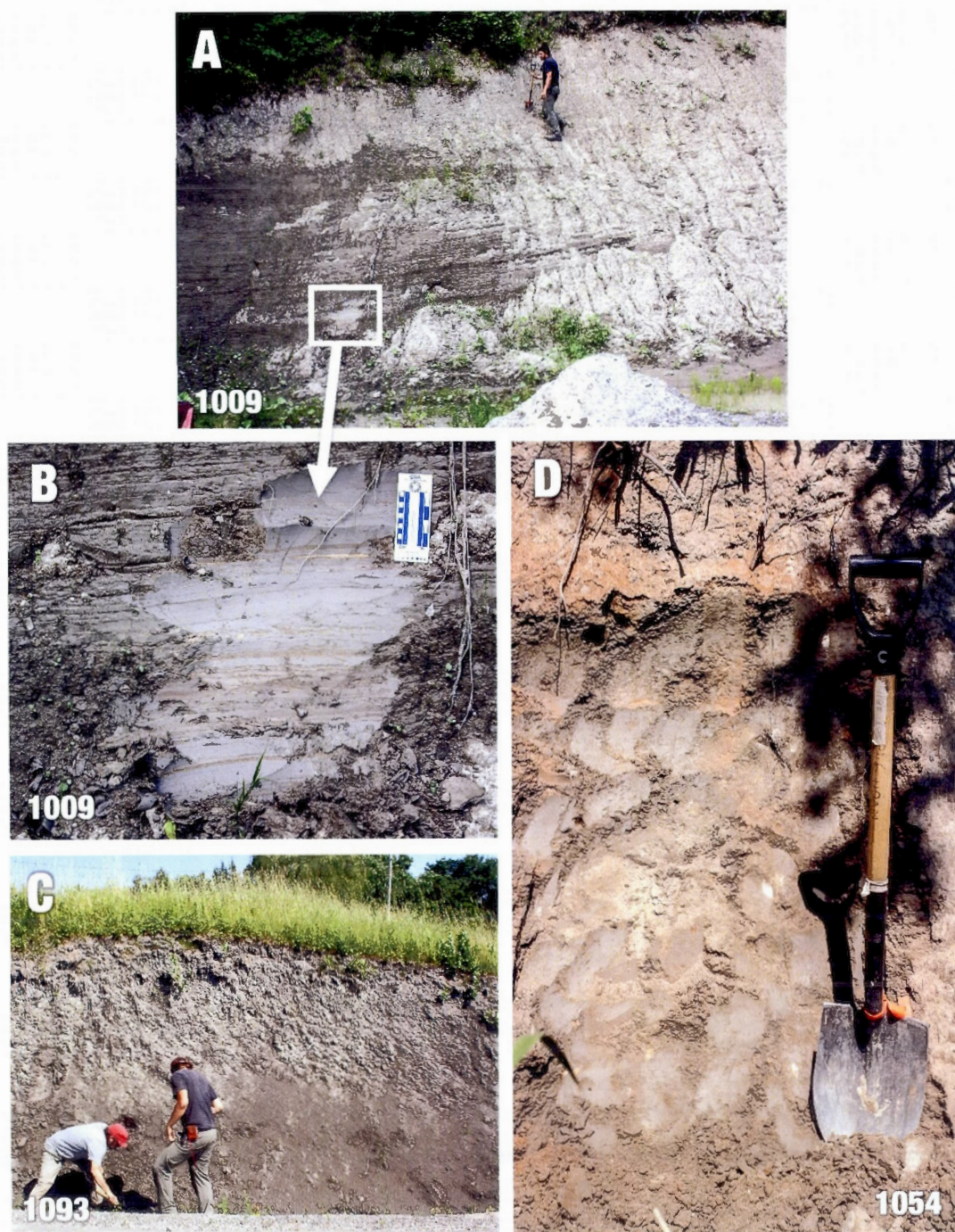
---

<sup>3</sup> Les analyses granulométriques ont tenu compte de cette variation de faciès. Voir annexe D.



**Figure 3.11** Diagrammes ternaires des résultats de l'analyse granulométrique des échantillons de sédiments marins : A) neuf sites deltaïques et prodeltaïques, B) quatre sites littoraux et pré-littoraux et C) sept sites marins profonds. Pour les sédiments marins profonds, les cercles blancs représentent les variations granulométriques locales des sédiments fins se trouvant à proximité d'unités de till.





**Figure 3.12** Illustrations d'environnements marins profonds : A) accumulation silto-argileuse de 7 m interlitée de sables fins située à une altitude de 189 m; B) vue rapprochée; C) coupe de 3 m d'argiles marines massives; D) sédiments silteux, sans clastes et compacts, recouverts par des sables moyens qui illustrent les variations locales du faciès marin à proximité des unités de till.



En plus des argiles marines typiques, les travaux de terrain ont également permis de relever à plusieurs endroits un autre faciès dans les dépôts fins d'eau profonde. Il est présent lorsque ceux-ci sont situés à proximité d'unités de till (sites 1052, 1054, 1073 et 1083). Sa couleur olive-brune (2.5 Y 4/3) diffère de la teinte grisâtre des argiles d'eau profondes (figure 3.12d). Les analyses granulométriques révèlent tout de même une prédominance des silts (59,9 %) et des argiles (10,7 %), mais la proportion de sables (29,4 %) est plus forte que dans les argiles marines typiques (figure 3.11d). De plus, ces dépôts sont parfois compacts ou même déformés. Dans certains cas, ils contiennent quelques petits clastes millimétriques, mais ils sont généralement très bien triés, tel un dépôt d'origine marin profond. Il a été constaté que ces observations surviennent uniquement lorsqu'une unité de till se trouve à proximité. Ainsi, nous émettons l'hypothèse que ces variations sédimentologiques des sédiments marins fins sont le résultat du remaniement du till logé dans les hauts reliefs lors de l'invasion marine. Lorsque frappée par les vagues, la fraction fine du till en place pourrait avoir décanté dans les eaux profondes et nappée le fond marin, à proximité des monticules recouverts de dépôts glaciaires. La prédominance des sédiments fins (silts et argiles) et leur situation géographique au sein de la plaine argileuse nous portent à croire que ces dépôts appartiennent tout de même au domaine marin. Leur étendue s'apprécie difficilement en cartographie ; voilà pourquoi elles ne constituent pas une unité cartographique distincte.

### 3.3.3 Sédiments deltaïques et prodeltaïques

#### 3.3.3.1 Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique

Les sédiments deltaïques et prodeltaïques occupent près de 30,9 km<sup>2</sup> ou 8,7 % du territoire. Ils se situent entre 77 et 205 m d'altitude soit à une altitude inférieure à celle des deltas-kames (227 m). On peut affirmer que ces deltas ont été mis en place lors de la phase régressive de la Mer de Champlain ; nous y reviendrons au chapitre V sur la paléogéographie. Comme on l'observe à la figure 3.13, la région présente une série de deltas édifiés en paliers. Le plus élevé, dont l'altitude est légèrement supérieure à 200 m, se trouve aux environs de la gravière Guertin, entre

Saint-André-Avellin et Saint-Sixte. On retrouve ensuite à 170 m la formation deltaïque la plus étendue : elle recouvre la région de Saint-André-Avellin et s'étend jusqu'au nord-est de Saint-Sixte. Près de la confluence des rivières Saint-Sixte et de la Petite-Nation et près de la rivière Blanche, un autre delta est présent à environ 142 m d'altitude. Concernant la portion localisée au sud de Burks Corner, à l'embouchure de la rivière Saint-Sixte, les variations altitudinales entre 170 et 142 m observées semblent démontrer que cette partie de ce delta est attribuable à plus d'un événement régressif. Finalement, la dernière surface tabulaire d'origine deltaïque se trouve à environ 80 m d'altitude, au nord-ouest de Plaisance.

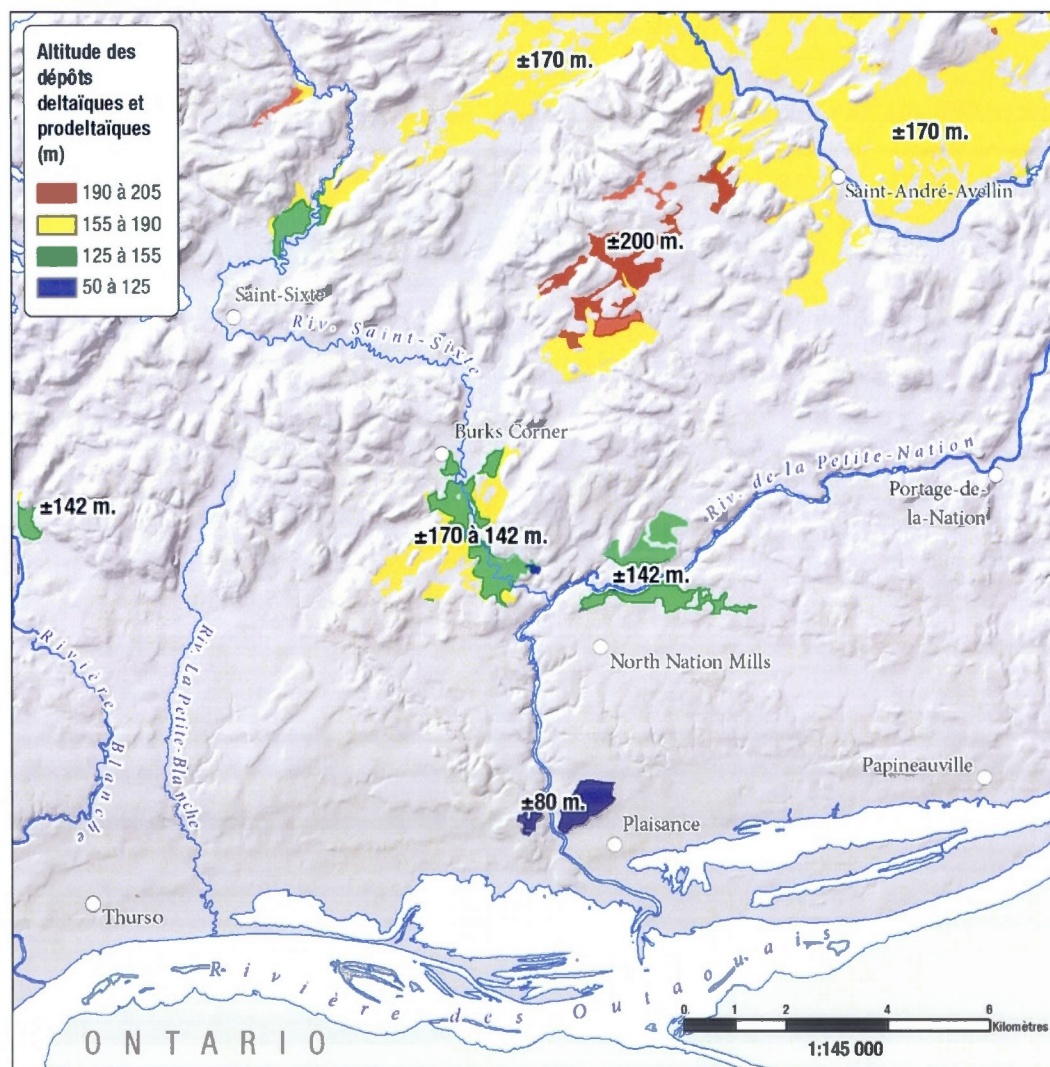


Figure 3.13 Répartition et altitude moyenne des formations deltaïques et prodeltaïques marines.



L'épaisseur maximale (9 m) a été observée près de Burks Corner (site 1051). Les deltas régressifs des environs de Saint-André-Avellin, de North Nation Mills et de Plaisance contiennent des cicatrices de glissement de terrain, une indication de la présence d'argiles sous la couche de sable deltaïque. La couverture des dépôts sableux serait donc plutôt mince, hypothèse que nous pourrions valider dans le chapitre IV sur la modélisation de l'architecture lithostratigraphique de la sous-surface. Dans la séquence stratigraphique, les dépôts deltaïques et prodeltaïques observés sont en contact graduel sur des argiles marines (figure 3.14d) ou bien reposent directement sur le roc.

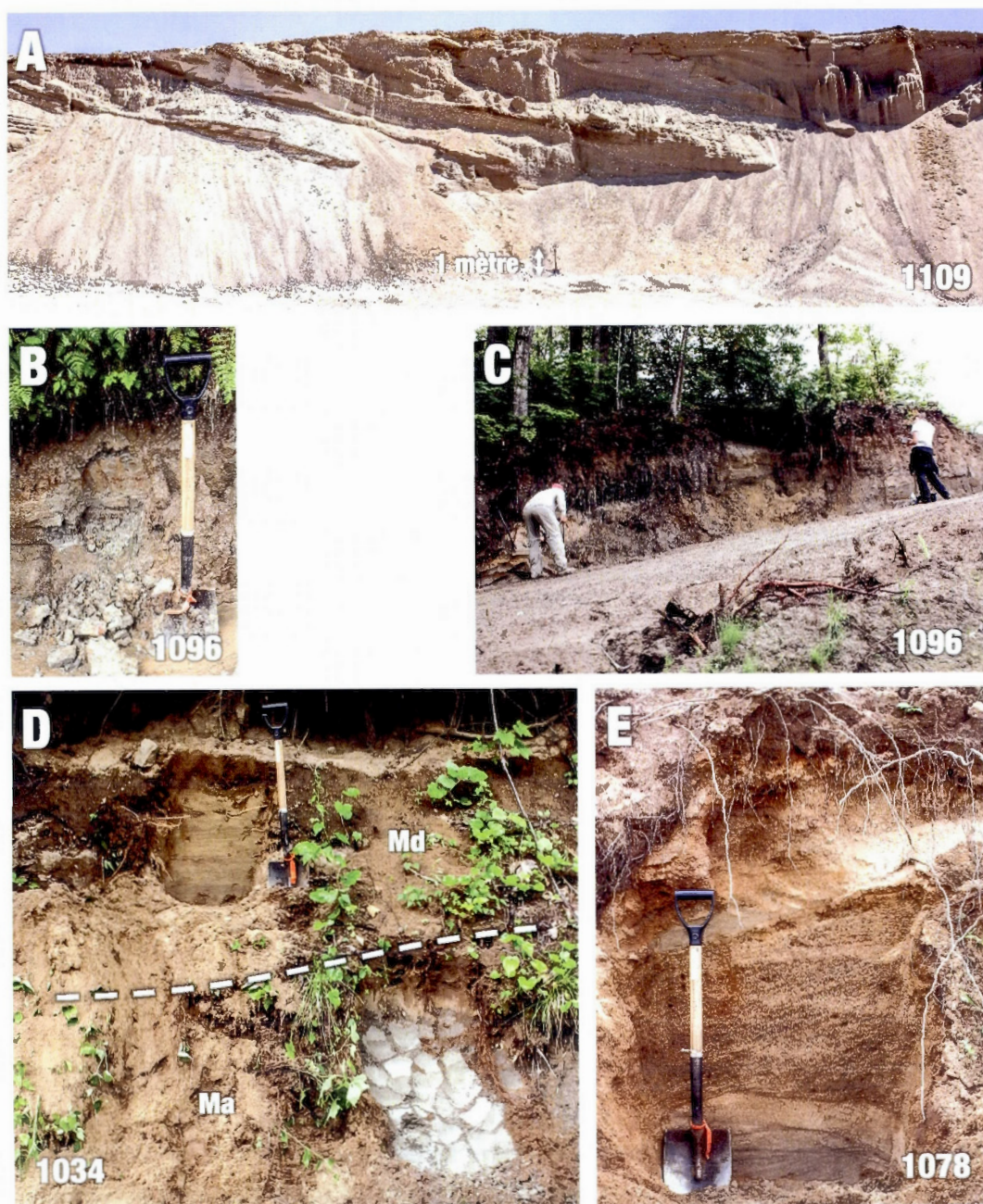
### 3.3.3.2 Géomorphologie

Les formations deltaïques se présentent généralement sous forme de surfaces tabulaires. Celles-ci sont parfois incisées par le ravinement, comme c'est le cas aux environs de Saint-André-Avellin.

### 3.3.3.3 Texture et structure sédimentaire

Les dépôts deltaïques sont généralement disposés en stratifications obliques ou en auges. Ils sont bien triés et composés de sables, de sables graveleux et de cailloux (figure 3.14a et e). On y observe fréquemment des rides de courant. Les analyses granulométriques soulignent l'importance de la fraction sableuse (90 % en moyenne) par rapport aux silts (8,1 % en moyenne) et aux argiles (1,9 % en moyenne) (figure 3.11a). Le faciès prodeltaïque présente cependant une granulométrie plus fine, variant de sables fins à silts disposés en stratifications horizontales (figure 3.14b et c). La couleur du dépôt varie de jaune-brun foncé (10 YR 4/4) à brun-olive (2.5 Y 4/3). Des réactions au HCl ont été observées sur deux sites (1051 et 1078).





**Figure 3.14** Illustrations d'environnements marins deltaïques et prodeltaïques : A) unité deltaïque de 10 m avec des stratifications obliques planes, à 157 m d'altitude; B) dépôts prodeltaïques silteux à la base de la coupe du site 1096; C) faciès de transition prodeltaïque, silts à gauche, sables fins à droite; D) contact graduel entre les dépôts deltaïques (sommet) et les argiles massives (base); E) faciès deltaïque à 170 m à proximité de St-André-Avellin, lits de sables fins obliques en auges tronqués par des sables grossiers en obliques planes.

### 3.3.4 Sédiments littoraux et pré-littoraux

#### 3.3.4.1 Répartition spatiale, épaisseur et position stratigraphique

Les sédiments littoraux et pré-littoraux sont mis en place en eau peu profonde, près de la limite des eaux de la Mer de Champlain, durant sa phase maximale ou lors de sa régression. Ils recouvrent près de 7,7 km<sup>2</sup> ou 2,2 % de la surface totale cartographiée. On les retrouve entre 90 et 190 m d'altitude, sur une épaisseur maximale observée de 10 m (région de Saint-Sixte; site 1028).

Les dépôts littoraux proviennent du remaniement local des sédiments meubles par les eaux marines; ils se trouvent donc au haut de la séquence stratigraphique, recouvrant les unités glaciaires, fluvioglaciaires (site 1030), marine d'eau profonde (sites 1024 et 1028) et deltaïque (site 1084) sous-jacentes. La figure 3.15a illustre bien la composition grossière des littoraux provenant des sédiments fluvioglaciaires remaniés du site 1024.

#### 3.3.4.2 Géomorphologie

Seuls les cordons littoraux sont associés aux dépôts littoraux. Ils constituent des crêtes de faible hauteur (1 à 2 mètres) s'étendant sur une longueur allant de 75 à 500 m. Vu leur faible amplitude, ils sont difficilement perceptibles en photo-interprétation. Localement, on peut les distinguer en analysant les variations de teinte du sol et de la végétation issues par la présence de sables au sein de la plaine argileuse (figure 3.16).





**Figure 3.15** Illustration d'environnements littoraux et pré-littoraux : A) strate de 3 m de sédiments littoraux sablo-graveleux et caillouteux en stratifications obliques reposant sur des argiles marines; B) sédiments littoraux composés de sables et graviers, bien triés, reposant sur des argiles litées puis massives; C) faciès pré-littoral avec fossiles (F), alternance de sables fossilifères et d'argiles.



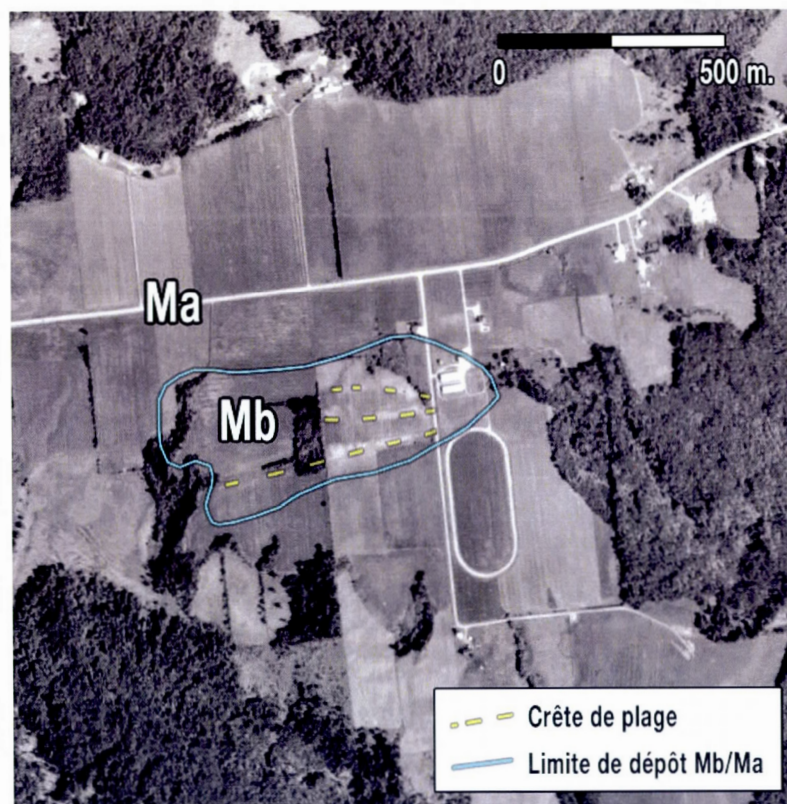


Figure 3.16 Trois cordons littoraux au sein d'une crête sableuse surplombant légèrement la plaine argileuse, entre Burks Corner et Plaisance; extrait de la photo aérienne Q00206-013.

#### 3.3.4.3 Texture et structure sédimentaires et contenu biogénique

Les dépôts littoraux échantillonnés sont majoritairement constitués de sables (97,7 % en moyenne; figure 3.11b). Par contre, la granulométrie de la fraction plus grossière peut varier localement, de graviers à cailloux en fonction du matériel disponible (figure 3.15a et b). Ces dépôts sont jaune-brun foncé (10 YR 4/4), généralement bien triés, subarrondis et stratifiés en obliques planes. On y observe parfois des laminations entrecoupées en auges ou des structures en flaser. Les sites pré-littoraux présentent une granulométrie généralement plus fine, des sables moyens et silts en alternance, structurés en stratifications horizontales qui témoignent d'un milieu plus profond (figure 3.15c). Deux des sites visités ont permis d'observer une réaction des sédiments au HCl (sites 1047 et 1081).

Nous avons répertorié deux sites fossilifères dans des dépôts littoraux. D'abord, le site 1030 est à même le flanc du delta-kame de la gravière Saint-Sixte, à 190 m d'altitude. On y retrouve des sables et des graviers fortement déformés en structure d'effondrement. C'est dans l'une de ces strates qu'ont été observés plusieurs spécimens de *Hiatella arctica*, certains fragmentés et d'autres dont les coquilles étaient entières. L'autre site se trouve directement au nord de North Nation Mills, près de la rivière de la Petite-Nation, à 125 m l'altitude (site 1047). On peut y observer une séquence de rythmites de sables moyens d'environ 10 cm d'épaisseur et de lits silteux de 1 à 2 cm. Ici aussi, quelques spécimens de *Hiatella arctica* en fragments ou entiers ont été observés dans les lits sableux.

### 3.4 Sédiments alluviaux anciens

Les sédiments alluviaux anciens (Ax) occupent une superficie totalisant 12,0 km<sup>2</sup> soit 3,5 % du territoire. Ces dépôts se sont mis en place le long du réseau hydrographique depuis la déglaciation et la régression marine jusqu'à nos jours. À ce titre, notons que seuls des dépôts alluviaux anciens ont été cartographiés. Ni l'analyse en photo-interprétation des berges actuelles du territoire ni les travaux de terrain n'ont permis d'identifier des dépôts alluviaux récents de superficies cartographiables. Pour la rivière des Outaouais, on peut supposer que l'inondation d'une partie des berges suite à la construction du barrage de Carillon durant les années 1960 en est la cause.

Ces dépôts se retrouvent sporadiquement le long des berges de la rivière Saint-Sixte, de la rivière Petite-Nation et de la rivière des Outaouais. Dans le cas de cette dernière, ils sont tous situés sous la barre des 80 m d'altitude. L'épaisseur maximale observée est de 1,5 m, près de Saint-André-Avellin (site 1098). Pour ce qui est de leur position stratigraphique, les sédiments alluviaux recouvrent ou tronquent les séquences glaciaires, fluvioglaciaires et marines. Seul le site 1079 nous a permis d'observer un contact érosif avec le till sous-jacent (figure 3.1).

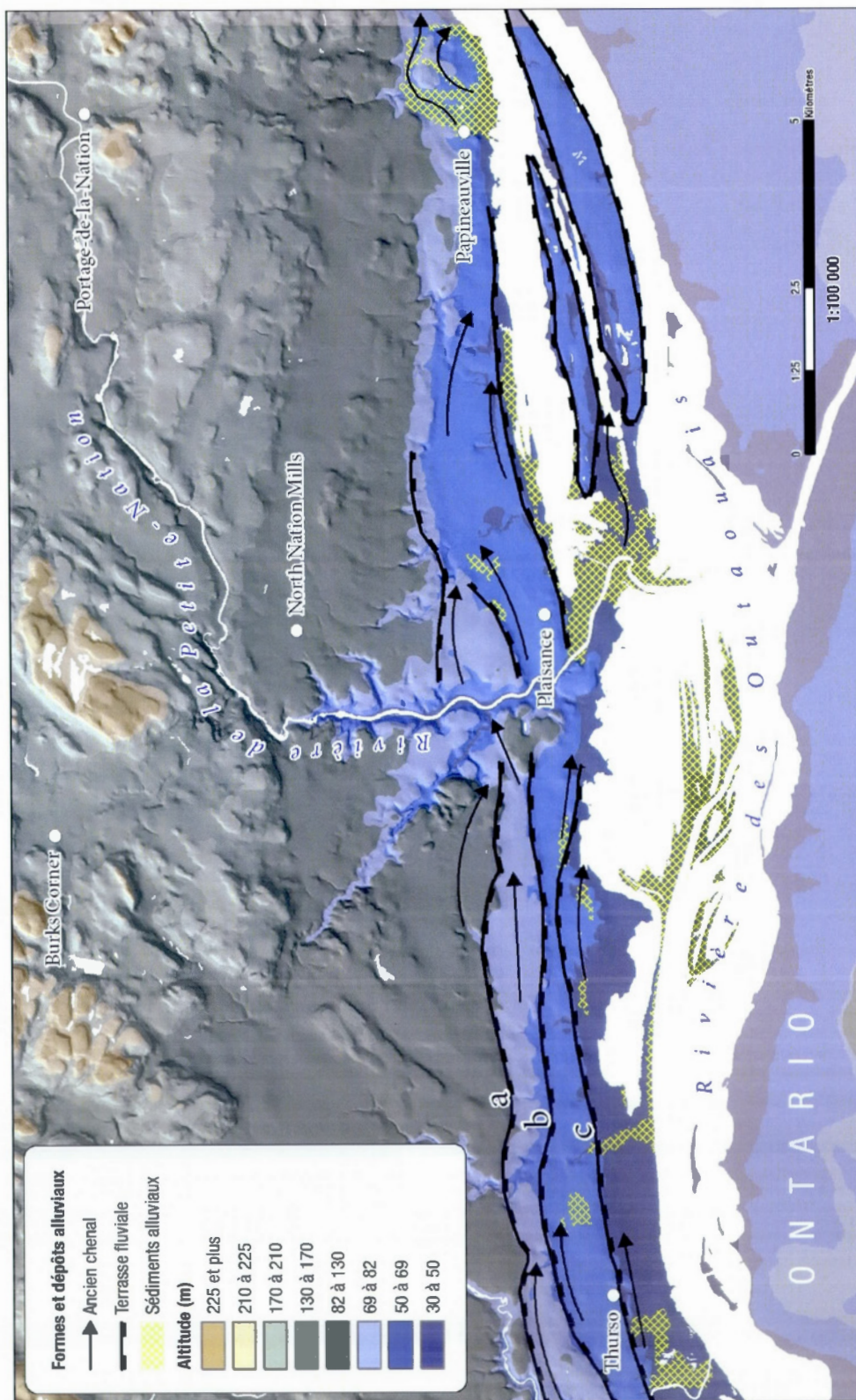
Trois formes sont associées à cet environnement de mise en place : deux formes d'érosion (les terrasses fluviales et les anciens chenaux fluviaux) et une forme d'accumulation (les barres

alluviales). Les terrasses fluviales recourent les dépôts meubles en place le long des rivières de la Petite-Nation et des Outaouais. Pour cette dernière, notons que les terrasses sont disposées en trois paliers parallèles à l'écoulement actuel de la rivière : à 80 m, 69 m et 50 m, de la plus ancienne à la plus récente (figure 3.17). Ces niveaux semblent correspondre à trois phases d'exondation du territoire et à la mise en place de la prorivière des Outaouais.

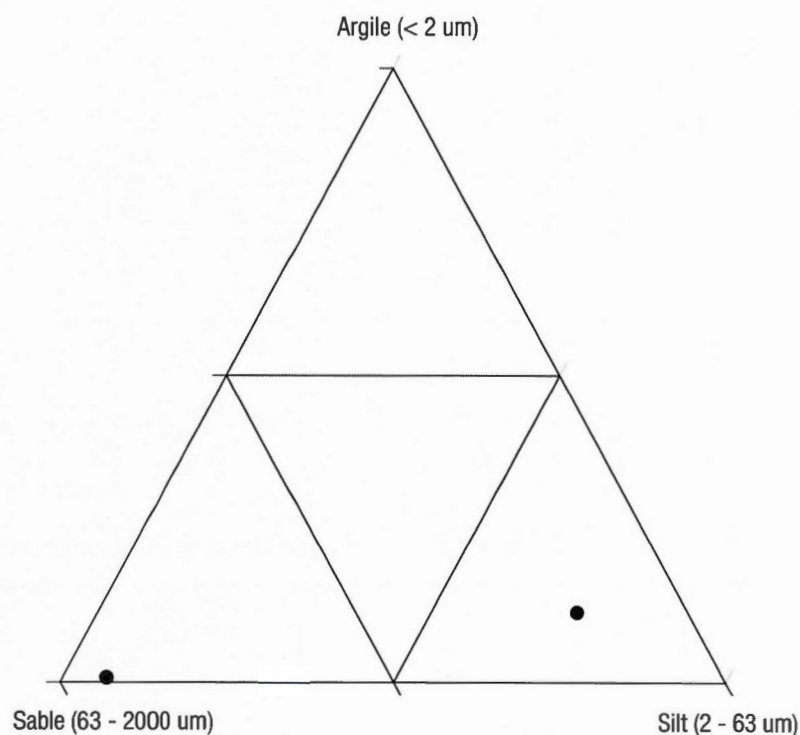
On retrouve près d'une quarantaine de barres alluviales sur le territoire. Elles ont entre 175 et 670 m de longueur (365 m en moyenne), une dizaine de mètres de largeur et quelques mètres de hauteur. Elles sont disposées le long de la rivière de la Petite-Nation au niveau de Saint-André-Avellin ou près de la rive nord de la rivière des Outaouais, généralement sous le niveau de la haute terrasse de 80 m. Les chenaux fluviaux sont d'anciens bras de rivières abandonnés. On en dénombre une soixantaine. Leurs longueurs varient de 180 à 1700 m (605 m en moyenne) et ils font rarement plus de quelques mètres de largeur et de hauteur. Ils présentent généralement un tracé légèrement sinueux, suivant la trajectoire du réseau hydrographique actuel. Ils ont sensiblement la même répartition spatiale que les barres alluviales, donc près de Saint-André-Avellin et de Portage-de-la-Nation, aux abords de la rivière de la Petite-Nation, ainsi qu'au nord de la rivière des Outaouais.

Finalement, en ce qui a trait les caractéristiques sédimentologiques, les formations alluviales observées présentent une bonne variabilité de faciès. L'écart entre les deux échantillons prélevés le démontre bien (figure 3.18). Les variations granulométriques observées sur le terrain expriment les changements de compétence typiques d'un système fluvial. Ces dépôts sont généralement composés de sables de granulométrie fine à moyenne. Ils sont brun-jaune foncé (10 YR 3/6) et sont parfois ponctués d'horizons de graviers ou de cailloux. Localement, des débris de végétaux sont présents dans les sédiments.





**Figure 3.17** Répartition des formes et des dépôts alluviaux associés à la proto-rivière des Outaouais; altitude moyenne de trois niveaux de terrasse (niveaux a, b et c), de la plus ancienne à la plus récente : a) 80 m, b) 69 m et c) 50 m.



**Figure 3.18** Diagramme ternaire des résultats de l'analyse granulométrique de deux échantillons de sédiments alluviaux.

### 3.5 Sédiments organiques

Ces dépôts couvrent 10,1 km<sup>2</sup>, soit 2,8 % de la surface totale. Ce sont des marais, marécages et étangs formés dans des dépressions mal drainées du Bouclier canadien et des basses terres. Ils peuvent aussi occuper les anciens chenaux fluviaux comme c'est le cas près de Saint-André-Avellin, de Papineauville et de Plaisance. Ces sédiments comprennent parfois des lits de sables silteux de couleur gris-brun foncé (2.5 Y 4/2) provenant des apports fluviaux. Les accumulations font au moins 30 cm d'épaisseur. Les dépôts organiques se trouvent au sommet de la séquence stratigraphique; ils sont plus récents que toutes les autres unités lithostratigraphiques recensées à l'exception des dépôts de glissement de terrain.

### 3.6 Dépôts de glissement de terrain

Les dépôts de glissement de terrain (Cg) occupent 2,1 % du territoire ou 7,4 km<sup>2</sup>. Ils sont présents au sein de la plaine argileuse, en bordure des différents cours d'eau qui traversent le territoire à l'étude. La plus importante étendue occupe environ 5 km<sup>2</sup> au nord de Plaisance, de part et d'autre de la rivière de la Petite-Nation. Ailleurs, on en observe également de manière ponctuelle, là où les dépôts argileux ont été profondément incisés par l'érosion fluviale. Ces dépôts sont principalement des silts et des argiles marines formant un modelé chaotique ou des gradins au pied de cicatrices de glissements de terrain. Près de 125 cicatrices de glissements anciens ont été identifiées le long des ravinements de la plaine argileuse.



## CHAPITRE IV

### MODÉLISATION LITHOSTRATIGRAPHIQUE QUATERNAIRE DE LA SOUS-SURFACE DE LA RÉGION DE LA VALLÉE DE LA PETITE-NATION

#### 4.1 Introduction

L'objectif de ce chapitre est de préciser la nature et l'étendue des unités lithostratigraphiques enfouies de façon à mieux comprendre les événements quaternaires du territoire. Puisque la région a été touchée par les épisodes de Saint-Narcisse et pré-Saint-Narcisse (Occhietti, 2007), l'identification d'accumulations fluvioglaciaires enfouies pourrait, entre autres, faire ressortir de nouveaux indices des positions de la marge glaciaire lors de son retrait. Pour ce faire, nous utilisons les données de cartographie et de forages issues des travaux du Programme d'acquisition des connaissances sur les eaux souterraines (PACES), lesquelles nous permettent de réaliser une série de coupes topostratigraphiques transversales de trois secteurs de la vallée de la Petite-Nation. Au final, l'analyse des données stratigraphiques de la sous-surface servira à renforcer notre interprétation des données sur les formations superficielles recueillies dans le cadre de la présente étude. Ce chapitre vise également à présenter la démarche méthodologique avec tous les détails nécessaires afin de la rendre reproductible dans le cas de travaux futurs.

La première partie est consacrée à la méthodologie et la seconde, à la présentation des résultats obtenus, lesquels permettent l'élaboration d'un modèle stratigraphique régionale synthèse. Les résultats de la modélisation sont présentés sous la forme de coupes stratigraphiques transversales qui recoupent les secteurs nord, centre et sud de la région de la vallée de la Petite-Nation. Ces diagrammes affichent en deux dimensions la répartition des forages sur la coupe par rapport à l'élévation au sol et à la profondeur probable du socle rocheux. Nous concluons ce chapitre en présentant les principales contributions de la méthode proposée ainsi que ses limites.

## 4.2 Méthodologie

### 4.2.1 Collecte et préparation des données

Les forages utilisés proviennent de la base de données élaborée par l'équipe de l'Université Laval (UL) laquelle était chargée de faire l'étude hydrogéologique dans le cadre du projet PACES. Cette base de données qui nous a été remise sous format Excel contient tous les forages des feuillets SNRC 031G/10, 031G/11, 031G/14 et 031G15. Elle contient des informations sur la localisation (coordonnées en X, Y et Z, le moyen de localisation, le feuillet SNRC, la municipalité), l'identification du forage (l'organisme foreur, l'identifiant original, la date), les caractéristiques du forage (la méthode de forage utilisée, la profondeur totale) et les caractéristiques des séquences stratigraphiques échantillonnées (la description sédimentologique au long et codifiée de chaque séquence à partir de la surface, leur profondeur minimale et maximale). Le tableau 4.1 illustre les codes sédimentaires utilisés pour chacune des textures observées.

**Tableau 4.1** Codes sédimentaires des séquences stratigraphiques échantillonnées. Tirée de (Parent *et al.*, 2008a).

Code sédimentaire	Description
O	Organique
Bl	Blocs
Ca	Cailloux
G_ (1 à 3)	Graviers (fins à grossiers)
S_ (1 à 3)	Sables (fins à grossiers)
F_ (1 ou 2)	Sédiments fins (argiles ou silts)
D_ (1 à 3)	Diamicton (fin à grossier)
R	Socle rocheux
X	Inconnu; Eau

Une première extraction des forages a été effectuée dans la banque de données en prenant les limites du bassin versant de la Petite-Nation : 2496 forages en ont été extraits. Ceux-ci sont inégalement répartis sur le territoire : ils sont généralement plus nombreux dans les secteurs

habités, au sein des vallées et à proximité du réseau routier et peu nombreux dans les hautes terres (figure 4.1). Ces forages proviennent de sources diverses. La majorité des données (930, 37 %) ont été prélevées grâce au Système d'information hydrogéologique (SIH) du Ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs (MDDEP). Les autres proviennent du Ministère des Ressources naturelles et de la Faune (MRNF; 574, 23 %), du Ministère des Transports (MTQ; 325, 13 %), ainsi que de plusieurs consultants privés (564, 22 %). Finalement, 147 (6 %) ont été réalisés par l'UL dans le cadre du PACES en Outaouais.

À cette banque de forages nous avons ajouté : 1) les données de terrain récoltées dans le cadre du projet de cartographie des formations superficielles, c'est-à-dire les relevés GPS des affleurements rocheux et les descriptions stratigraphiques des sites visités et 2) la répartition des formations superficielles telles que présentées dans les cartes en version numérique au 1:50 000 de ce projet (le feuillet 031G/11-EST) et les cartes des régions de Chénéville (031G/14) (Milette *et al.*, 2012), d'Arundel (031G/15) (Horth *et al.*, 2012) et de Hawkesbury (031G/10) (Godbout *et al.*, 2012). Cependant, le niveau de détails de la légende quaternaire des formations superficielles dépasse nos objectifs de reconstruction de l'architecture stratigraphique souterraine. Nous les avons donc regroupés en sept unités simplifiées (tableau 4.2). Finalement, pour les données d'altitude du territoire, nous avons utilisé un modèle numérique d'élévation du terrain (MNE) d'une résolution de 20 m/pixel qui a été généré à partir des données au 1:20 000 de la Base de données topographique du Québec (BDTQ).



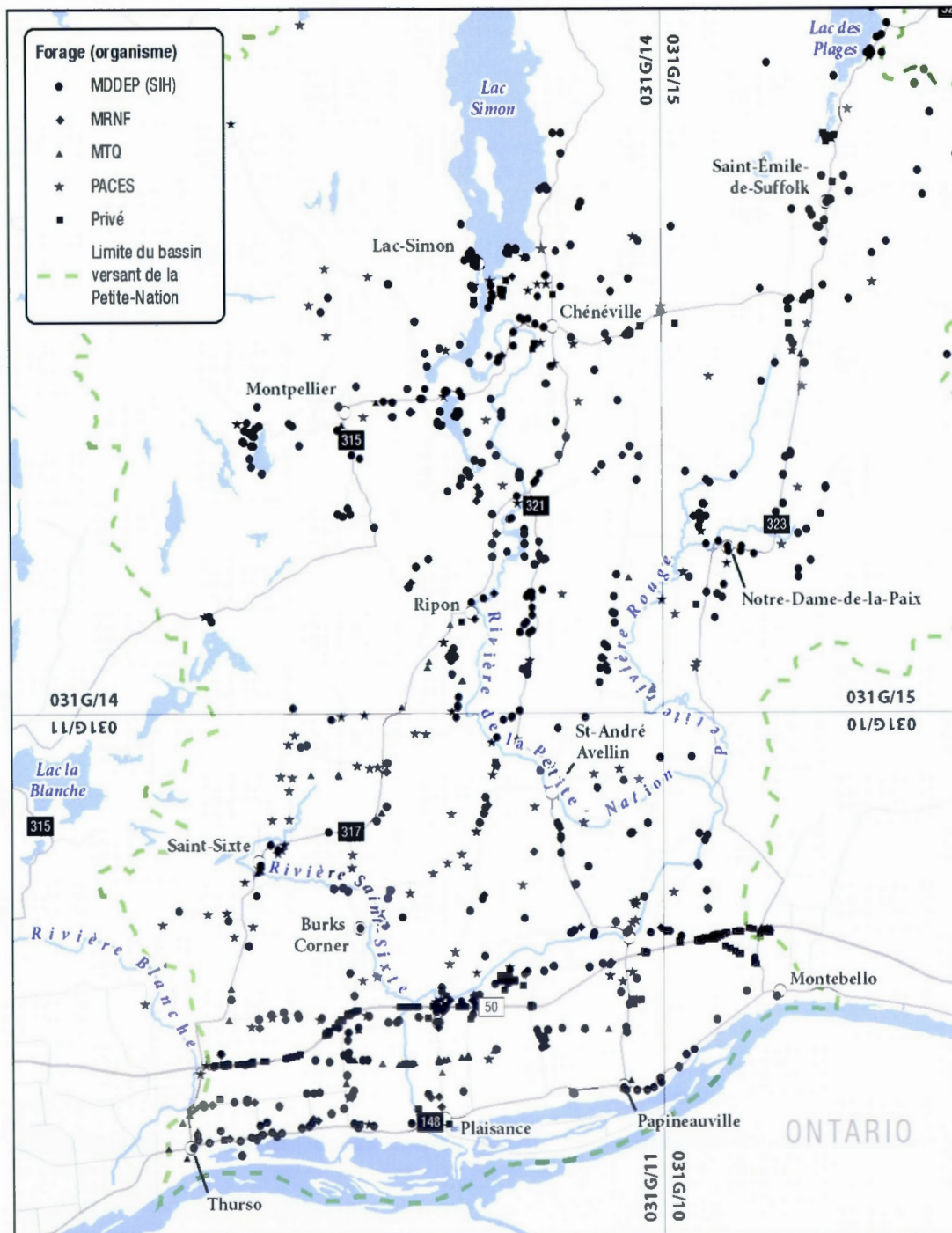
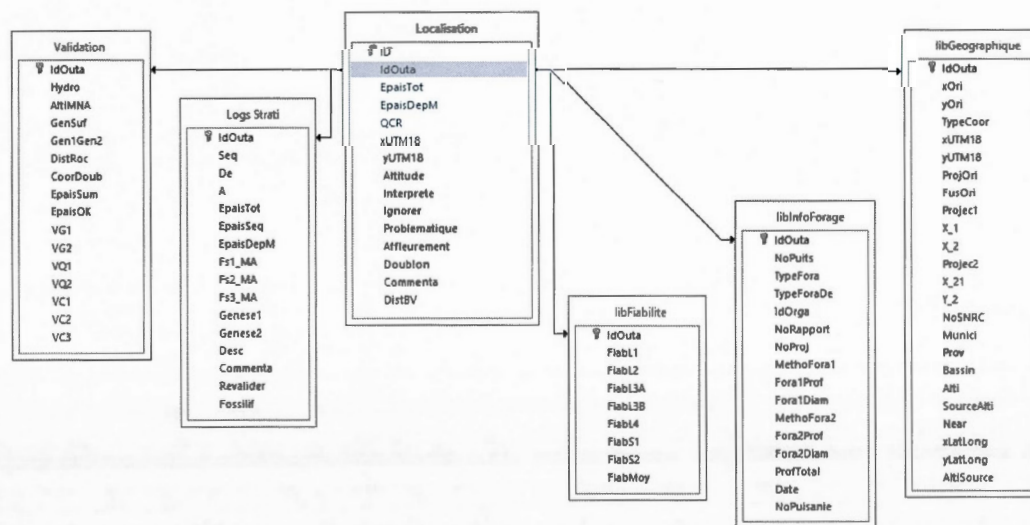


Figure 4.1 Localisation des forages selon leur source au sein de la vallée de la Petite-Nation.

**Tableau 4.2** Adaptation de la légende quaternaire des formations superficielles au modèle lithostratigraphique.

Formation superficielle	Genèse simplifiée
Sédiments organiques (O)	Organique (O)
Alluvions indifférenciées (A)	Alluvions (A)
Sédiments deltaïques et prodeltaïques (Md)	Marin peu profond (MbMd)
Sédiments littoraux et pré littoraux (Mb)	
Sédiments fins d'eau profonde (Ma)	Marin profond (Ma)
Sédiments d'épandage proglaciaire subaquatique (Gs)	
Sédiments d'épandage proglaciaire subaérien (Go)	Fluvioglacière (G)
Sédiments juxtaglaciers (Gx)	
Till épais (Tc)	Till (T)
Till mince (Tm)	
Roc (R)	Roc (R)

Par la suite, le tableau Excel des forages a été intégré à une base de données relationnelle Access (l'architecture relationnelle des tables d'attributs est illustrée à la figure 4.2). Cette opération nous a permis, par le biais d'un lien logiciel de type *Open Database Connectivity* (ODBC), une interaction directe entre les données et le logiciel de SIG ArcGIS.



**Figure 4.2** Architecture de la base de données relationnelle.

De plus, Access offre la possibilité de créer un formulaire : il s'agit d'une interface graphique conçue par l'utilisateur permettant d'afficher de manière structurée toutes les informations jugées pertinentes pour l'interprétation des forages (figure 4.3).

**Informations**

OUT000426

Organisation: La Compagnie Internationale de Conseillers en Hydrogéologie (Québec) Inc.

No. projet: 4-1-15-1630-10 No. rapport: R00057

**Localisation**

SARC: 31G11 X (UTM18): 483 455.38 Y (UTM18): 5 055 720.22 Altitude: 149.35 Hors terrain: 0.00

**Mesures**

No. puits: P.Z. 2/85 Type forage: PIEZO Totale: 24.08 Dép. mensiles: 24.08

**Description**

Seq	Matériau	Épais	Général	Surface	Revoir	Description	Mes commentaires
1	0	0.61	Ma	AMG		terre végétale	
2	0.61	1.22	Ma			argile fin à moyen	Genèse Ma en fonction des dépôts de surface
3	1.83	34.93	Ma			argile grise brune	
4	16.76	5.88	Ma			argile grise brune et sable de sable fin	
5	21.64	2.44	T	G		procur avec argile	Depend des autres observations
6	24.08	0.00				roc	

**Fiabilité**

Fiabilité	Validité
L1 2	VG1 1
L2 3	VG2 1
L3A 1	VG3 1
L3B 1	VG4 -
L4 3	VC1 1
S1 2	VC2 1
S2 1	VC3 1
Moyenne 2.1	

Record: 14 of 177 of 8614 Unfiltered 0426

Figure 4.3 Visualisation des données d'un forage à l'aide de l'interface graphique de Access.

#### 4.2.2 Évaluation de la qualité des données

Puisque les données recueillies proviennent de sources différentes, elles ne sont donc pas toutes produites selon les mêmes standards de qualité. Une des premières étapes consiste donc à identifier les erreurs potentielles, puis à soumettre nos données à une série de tests permettant de déterminer le degré de fiabilité de la source et la validité du forage. Pour ce faire, nous utilisons les critères de fiabilité de l'UL et des critères de validité inspirés de Boisvert *et al.* (2008). Cette étape est importante dans le processus de modélisation de la sous-surface puisqu'elle permet de quantifier la qualité des forages et de distinguer les bons de ceux qui sont problématiques. D'abord, la cote de fiabilité cherche à estimer le niveau de confiance des données des forages. Il s'agit d'une cote numérique croissante établie par l'UL où 1 est excellent et 5, peu fiable. Ces cotes se basent sur les critères suivants : la provenance des coordonnées géographiques, le degré d'incertitude en X, Y et Z, la précision du géoréférencement si les coordonnées proviennent d'une carte papier, l'échelle de la carte, la provenance de l'information (de meilleur à moins bon :



PACES, MTQ, MRNF et SIH) et l'accessibilité des données sources pour une validation des informations. À noter que seulement la portion utile à la modélisation nous a été transmise par l'UL. Étant donné que nous ne possédons pas toutes les informations nécessaires à l'attribution des cotes, nous nous fions à celles qui ont été générées par l'UL. Nous avons cependant validé et confirmé une partie des tests effectués, lorsque cela fut possible.

On attribue également une série de cotes de validité selon des critères prédéterminés. Nos critères sont parfois calqués sur les travaux de l'UL ou de Boisvert *et al.* (2008), mais certains ont été adaptés ou ajoutés afin de mieux évaluer l'intégrité de la base de données. Ils sont décrits en détail dans le tableau 4.3. Ainsi, les forages ont d'abord été évalués en fonction de leur localisation par rapport à différentes données spatiales : le réseau hydrographique, les zones d'affleurements rocheux ou de till mince, l'élévation au sol ou la cartographie des dépôts de surface. On a testé également l'intégrité des données entre elles en validant leur position par rapport aux autres forages, selon la logique où les forages se trouvant à proximité devraient présenter des lithologies similaires, ou en recalculant certaines valeurs fournies lorsque le jeu de données le permettait (comme l'épaisseur totale des dépôts par exemple).

En ce qui concerne spécifiquement la validation à l'aide des cartes des dépôts, nous avons considéré que l'interprétation cartographique avait généralement préséance sur les descriptions issues des forages. Cependant, nous n'avons pas en notre possession les forages lors de la cartographie initiale. Cela signifie que dans certains secteurs où les données de terrain sont déficientes, les forages fiables peuvent apporter un nouvel éclairage sur l'interprétation cartographique des formations superficielles. Ainsi, certains forages ont nécessité une révision locale des contacts entre les unités.

Tableau 4.3 Critères de validation des données de forages.

Valeurs possibles (1 = bon; 2 = valider individuellement; 3 = rejeter)					Notes	
Description	Opération					
Validation à partir d'autres éléments cartographiques	Cohérence de la localisation avec le réseau hydrographique	1	Aucun conflit spatial identifié.			Description stratigraphique cohérente avec la localisation (première séquence indique que le forage est dans l'eau).
		1	Validation avec un SIG en vérifiant si le forage est localisé dans le réseau hydrographique.			Marge d'erreur pouvant être liée à la précision du GPS ou du traçage des limites hydrographiques.
		2	Conflit spatial avec le réseau hydrographique, mais à moins de 10 m de la rive.			Rejeter le forage.
	3	Conflit spatial avec le réseau hydrographique et à plus de 10 m de la rive (localisation potentiellement incorrecte et non vérifiable).				
	Cohérence des altitudes avec le modèle numérique d'élevation (MNE)	1	Différence <= 1 m.			Peut s'expliquer par l'écart de niveau de détail entre le forage (échelle locale) et le MNE (échelle régionale).
		1	Différence entre 1 et 15 m.			Rejeter si le forage échoue les autres tests de fiabilité. Sinon, justifie le remplacement de l'altitude source par celle du MNE.
2		Différence > 15 m.				
Validation à partir de la carte des dépôts de surface	Cohérence de la description sédimentologique de la première séquence par rapport à la carte des dépôts de surface	1	En accord avec la cartographie.			Si les critères de fiabilité sont bons, réviser la cartographie des dépôts de surface (ex : accroître l'étendue d'une formation deltaïque au sein de la plaine argileuse).
		2	En contradiction avec la cartographie, mais conforme au contexte régional.			Rejeter les descriptions sédimentologiques, mais conserver le forage pour la profondeur au roc.
		3	En contradiction avec la cartographie et les caractéristiques sédimentologiques sont incohérentes.			
	Cohérence de la profondeur au roc par rapport à la carte des dépôts de surface	1	N'est pas situé dans un polygone d'affleurement rocheux ou de till mince.			Note : les forages < 1 m sont considérés comme des affleurements.
		1	Situé à moins de 5 m d'un affleurement, d'un polygone de roc ou de till mince et la profondeur est conforme (0 à 5 m).			Rejeter le forage.
		3	Situé dans un polygone d'affleurement ou de till mince et la profondeur est impossible (> 5 m).			

(suite à la page suivante)

Validation croisée			
Cohérence de la localisation par rapport aux autres forages	Validation avec un SIG en repérage visuel, en observant les valeurs des forages environnants (rayon de $\pm 1$ km). Permet de localiser les doublons.	1	Coordonnées géographiques uniques et aucun doublon apparent.
		2	Coordonnées géographiques différentes ou identiques, descriptions sédimentologiques identiques.
		3	Coordonnées géographiques différentes ou identiques, descriptions sédimentologiques différentes, mais profondeurs identiques.
	Cohérence de la profondeur des forages par rapport à l'épaisseur totale des séquences stratigraphiques	1	Différence $\leq 1$ mètre.
		2	Différence $> 1$ mètre.
	Cohérence de la profondeur au roc par rapport aux forages environnants	1	Conforme.
		2	Écart important, mais description sédimentologique conforme.
		3	Écart important et description lithologique incohérente.
			Conservé le forage qui semble le plus véridique (cote de fiabilité ou proximité du réseau routier) et rejeter les autres (ces doublons proviennent généralement de la SIH).
			Rejeter ces forages. Survient également dans le cas de doublons entre SIH et organismes privés.
			Valider manuellement en fonction de la cartographie superficielle (conserver ou rejeter).
			Pourrait être une erreur d'interprétation du socle rocheux (ex : présence d'un bloc glaciaire). Ignorer le contact au roc.
			Rejeter le forage.



Le processus de rejet d'un forage a été effectué en tenant compte de l'écart du niveau de détails entre le niveau régional des fichiers de référence, comme la carte des dépôts de surface au 1:50 000 ou le MNE au 1:20 000 par exemple, par rapport à la précision locale des forages. De plus, dans le cadre de notre démarche, la densité des forages importe presque autant que le niveau de fiabilité de la source. Il est donc important d'en conserver le plus grand nombre. Ainsi, même si certaines données proviennent de sources peu réputées, nous les avons tout de même conservées au sein de la base de données, pourvu qu'elles passent les tests de validation. Dans ces cas, les forages moins fiables servent à appuyer les données des meilleurs forages.

L'opération de validation a été effectuée en plusieurs étapes au fur et à mesure qu'a évolué l'analyse des données. Si la première étape correspondait aux calculs de validation décrits dans le tableau 4.3, les étapes subséquentes de modélisation de l'épaisseur totale des dépôts et des coupes transversales géologiques ont également permis de mettre de côté les données de forages aberrantes par rapport au reste de la distribution.

#### 4.2.3 Sélection des meilleurs forages et interprétation génétique des séquences sédimentaires

À partir des cotes de fiabilité et de validité des forages, nous avons par la suite procédé au tri des forages. Les 2496 forages collectés ont tous été contrôlés et 851 ont été rejetés, soit parce qu'ils n'ont pas satisfait à un ou plusieurs critères de validité ou de fiabilité ou étaient simplement dédoublés. À ce titre, notons que le seuil de tolérance avant de rejeter un forage est variable en fonction de leur provenance. Par exemple, les forages de la SIH, qui ont des cotes de fiabilité et de validité généralement plus faibles, sont plus souvent mis de côté que ceux du MRNF ou du PACES. Le principal problème des sources moins fiables comme le SIH est l'hétérogénéité de leur provenance. Certains forages sont excellents alors que d'autres, médiocres, soit à cause de leur description trop sommaire, voire même discutable, ou de leur mauvaise localisation. Cela nous oblige à valider chacun des forages manuellement et à les traiter avec plus de méfiance. Au total, 1645 forages ont été retenus : 1065 décrivent des dépôts meubles, tandis que 580 ont été considérés comme des affleurements, c'est-à-dire qu'ils témoignent d'une accumulation de dépôts

meubles de moins de 1 m avec un contact au roc. Le tableau 4.4 nous permet de constater que le taux de rejet varie conformément au niveau de qualité de leur source : ceux qui proviennent d'organismes fiables (ex. : MTQ ou PACES) ont des taux de rejet plus faibles que ceux dont la cote de fiabilité est moindre (ex : MDDEP ou les organismes privés). Notons que le calcul du pourcentage de forages refusés exclut les doublons ce qui, autrement, aurait eu pour effet d'exagérer le taux de rejet.

Tableau 4.4 Pourcentage de refus des forages contrôlés en fonction de l'organisme.

Organisme	Contrôlé	Accepté	Affleurement	Refusé (doublon)	Refusé sans doublon
MDDEP (SIH)	930	581	80	349 (101)	26.7 %
MRNF	574	520	462	54 (2)	9.1 %
MTQ	310	110	31	200 (147)	17.1 %
PACES	145	128	0	17 (1)	11.0 %
Privé	537	306	7	231 (62)	31.5 %
<b>TOTAL</b>	<b>2496</b>	<b>1645</b>	<b>580</b>	<b>851 (313)</b>	-
<b>MOYENNE</b>	-	-	-	-	19.1 %

C'est également à cette étape que s'effectue l'interprétation génétique des séquences stratigraphiques. Celle-ci consiste à déterminer manuellement la genèse des séquences de chaque forage selon les caractéristiques sédimentaires fournies. Les combinaisons sédimentaires possibles pour chaque genèse sont exposées dans le tableau 4.5. À noter que notre attention s'est d'abord portée sur la nature des formations superficielles, ce qui permet de la comparer aux données de cartes réalisées dans le projet PACES. Nous avons ensuite assigné des genèses aux séquences enfouies à partir de leurs caractéristiques texturales et de leur position stratigraphique. Cette interprétation a été effectuée à l'aide des interfaces de Access pour la visualisation des données de forages (figure 4.3) et de ArcGIS pour la visualisation spatiale. Le processus d'interprétation s'est poursuivi tout au long de la recherche, au fur et à mesure que progressait le traitement des données et que se précisait notre modèle stratigraphique.

Tableau 4.5 Codes utilisés dans d'interprétation des sédiments en forages (voir le tableau tableau 4.1 pour la signification des codes sédimentaires).

Genèse simplifiée	Code sédimentaire *
Roc (R)	R
Till (T)	D_ (S_ ; G_ ; Bl)
Fluvioglacière (G)	Bl ; Ca ; G_ ; S_ (D_ ; F_)
Marin profond (Ma)	F_ (S1)
Marin peu profond (MbMd)	S_ ; G_ ; Ca (F_)
Alluvions (A)	G_ ; S_ ; F2
Organique (O)	O ; F2

\* Les codes entre parenthèses réfèrent à des variations sédimentologiques moins fréquentes, généralement le fruit de microvariations ou de séquences stratigraphiques transitoires).

#### 4.2.4 Modélisation de la topographie du socle rocheux

Une fois que les données des forages ont été filtrées et interprétées, nous avons généré une matrice continue représentant l'épaisseur probable des dépôts meubles. Il s'agit d'une interpolation spatiale de l'épaisseur des dépôts pour tout le territoire ciblé à partir de données ponctuelles de forages. À terme, le modèle de l'épaisseur des dépôts nous permet d'estimer la topographie du socle rocheux enfoui. Comme le mentionne Ross (2004), la matrice de profondeur au roc a l'avantage de pouvoir révéler des vallées enfouies, lesquelles offrent un potentiel de conservation des dépôts anciens.

#### *Les défis du terrain d'étude*

Pour que les résultats soit valables, les traitements géostatistiques requièrent une grande quantité de données et une certaine uniformité de leur répartition, deux critères que nous n'atteignons que partiellement. En effet, cette continuité dépend largement de la disponibilité des forages. Or, la distribution de nos données ne correspond pas nécessairement aux besoins de modélisation : on les retrouve inégalement répartis, surtout le long des routes et des secteurs d'activités humaines. Ainsi, les vallées sont relativement bien représentées, mais la densité des forages devient très faible dans les secteurs reculés, à hauts reliefs. Par conséquent, les secteurs où les



forages sont abondants sont bien représentés par le modèle, mais la couverture du modèle affiche souvent des coupures et des incohérences là où la densité des forages est faible. On peut y observer des secteurs sans épaisseur de dépôt, ce qui est problématique lorsque la carte des formations superficielles laisse supposer une continuité de la couverture sédimentaire. Pour ces raisons, l'objectif de la présente recherche se limite à la création de coupes transversales uniquement dans les secteurs à basse altitude, là où les forages sont nombreux, plutôt qu'une modélisation de l'ensemble du territoire.

En plus de la distribution des forages, la modélisation est aussi grandement influencée par le modelé du territoire. Le relief de la vallée de la Petite-Nation est bosselé et irrégulier, typique du Bouclier canadien. Il s'agit d'une succession de hautes terres et de vallées qui présente des secteurs confinés topographiquement et souvent ponctués d'affleurements rocheux. Cette configuration complexifie le travail des algorithmes d'interpolation qui cherchent à définir des tendances spatiales et qui sont sensibles aux discontinuités.

#### *L'interpolation par krigeage*

À cause du modelé irrégulier du socle rocheux du Bouclier canadien, nous avons privilégié l'utilisation du krigeage, une méthode d'interpolation locale qui prend en compte dans son calcul de tendance la proximité des valeurs mesurées (Chang, 2008). Il s'agit d'un interpolateur fréquemment utilisé en géologie (Caron, 2012 ; Castagnac *et al.*, 2011 ; Fagnan *et al.*, 2001 ; Gao *et al.*, 2006 ; Stafleu *et al.*, 2011 ; Tremblay, 2008).

Les outils géostatistiques de ArcGIS offrent plusieurs méthodes de krigeage. Nos tests ont permis de déterminer que le krigeage de type Bayesian s'applique le mieux à notre région. Il maximise la continuité entre les forages et semble bien intégrer le caractère discontinu du socle et les ruptures de pente, ce qui est utile pour l'identification de dépressions enfouies. Cependant, le krigeage ne s'adapte pas parfaitement à la topographie irrégulière du socle ; certains secteurs demeurent problématiques. Nous avons dû faire l'usage de points de contrainte afin de pallier aux problèmes de la distribution des forages.

### *Points de contrainte*

À moins de détenir une très bonne densité de forages et un terrain d'étude idéal, les travaux de modélisation géologique de sous-surface comportent habituellement un volet d'ajout de points de contrainte. En effet, selon Stafleu *et al.* (2011), pour bien représenter un phénomène géologique, le krigeage doit être accompagné de faux forages contraignants là où le modèle présente des lacunes. Ainsi, lorsque le modèle ne parvient pas à illustrer correctement le modèle géologique conceptuel par manque de forages, nous ajoutons des points de contrainte fictifs. On leur attribue arbitrairement une valeur d'épaisseur des dépôts en contact au roc qui sera pris en considération lors de l'interpolation. Nous l'estimons en fonction des valeurs de profondeur des forages environnants et du contexte géologique régional, comme par exemple la couverture sédimentaire de surface. On remarque à la figure 4.4a que, sans points de contrainte, les secteurs densément représentés par les forages présentent une couverture adéquate. Cependant, ceux qui contiennent peu de forage ou qui sont trop près d'unités rocheuses expriment une épaisseur de dépôt nulle qui ne correspond pas à la carte des dépôts de surface. L'ajout de points de contrainte (figure 4.4b) permet de pallier à ce problème. Afin de minimiser le biais, il importe cependant d'en minimiser leur nombre.



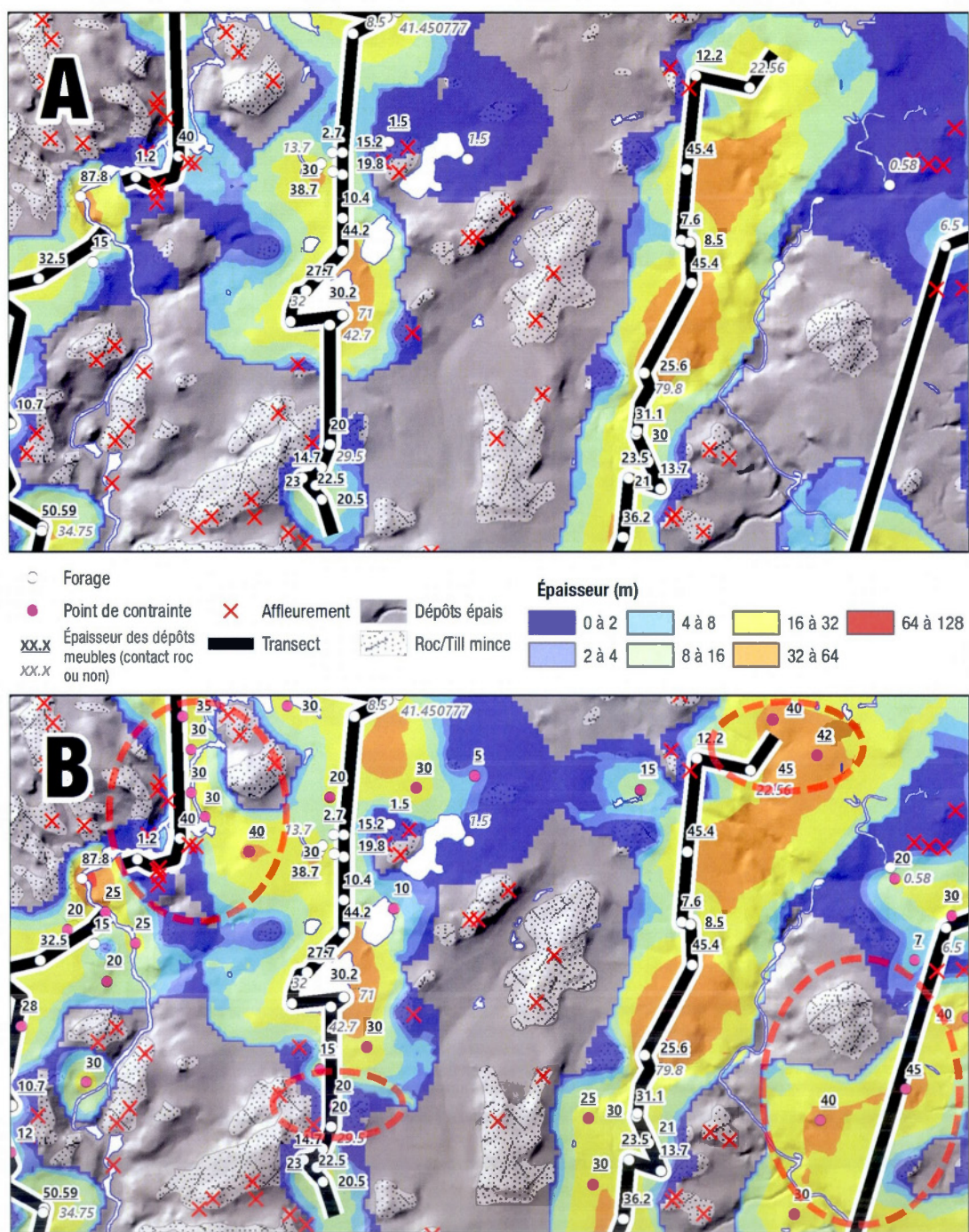


Figure 4.4 Comparaison de modèles d'épaisseur des dépôts : A) sans points de contrainte et B) avec points de contrainte; nous suggérons au lecteur quelques secteurs où la continuité est améliorée (encadrés en rouge tireté); région de Ripon.



### *Création du modèle de la topographie du socle rocheux*

L'interpolation par krigeage a été effectuée à l'aide du logiciel ArcGIS. Les intrants utilisés étaient : la base de données des forages, les points de contrainte, les affleurements rocheux relevés au GPS et ceux cartographiés, et finalement les aires de roc et de till mince. Cependant pour ces derniers, l'outil n'acceptant que les données ponctuelles, nous avons converti les zones de roc et de till mince en une trame de points dont la valeur de profondeur est à 0 m. En ce qui concerne l'interpolation des valeurs de profondeur des forages, seuls les forages qui atteignaient le roc ont été utilisés. En effet, la prise en compte de tous les forages aurait pour effet d'assimiler l'épaisseur totale de dépôts meubles à celle de la profondeur au roc, ce qui fausserait le modèle là où les forages n'atteignent pas le substrat rocheux. Cependant, nous les avons tout de même considérés. En effet, suivant la méthode suggérée par Parent *et al.* (2008b), nous avons réalisé deux modèles : celui décrit précédemment, mais également un autre qui prend tous les forages en compte. Nous les avons ensuite combinés en prenant soin de prioriser les valeurs du premier modèle. Il en résulte un modèle composite de l'épaisseur des dépôts aux endroits où les forages atteignent le roc et d'épaisseur probable des dépôts là où il n'y a que des forages sans contact au roc. La résolution du modèle est de 20 m/pixel.

Nous avons effectué plusieurs tentatives de modélisation qui ont permis d'apprécier l'efficacité du modèle par rapport à nos données de terrain. L'outil de géostatistique ciblait les données aberrantes, c'est-à-dire là où l'écart entre la valeur du modèle et la valeur réelle était le plus fort. C'est souvent le cas des forages situés trop près du roc. Ces forages ont été réévalués manuellement et parfois mis de côté, surtout lorsque les cotes de fiabilité ou de validité étaient faibles. Les nombreux tests d'interpolation nous ont permis également de cibler les secteurs déficients où les points de contrainte sont nécessaires.

Lorsque le résultat de la modélisation était satisfaisant et semblait bien traduire la réalité géologique, il ne restait plus qu'à déduire du modèle numérique d'élévation du terrain les valeurs d'épaisseur totale des dépôts pour obtenir un modèle numérique de l'élévation du socle rocheux.

#### 4.2.5 Modélisation des coupes stratigraphiques transversales

La localisation des coupes stratigraphiques transversales a été effectuée à l'aide d'un repérage visuel dont les critères de sélection étaient : 1) une bonne densité de forages, 2) une couverture de dépôts supérieure à 1 m (déterminée à l'aide de la cartographie des dépôts de surface) et 3) une bonne répartition des tracés entre les secteurs nord, centre et sud de la vallée de la Petite-Nation. On a pris soin d'orienter certaines coupes dans les axes nord-sud et d'autres, est-ouest, de manière à maximiser la représentativité spatiale des phénomènes géologiques observés. Par exemple, les coupes nord-sud du secteur du lac Simon, au nord, recoupent perpendiculairement la Moraine de Saint-Narcisse tandis que celle est-ouest témoigne des variations latérales des unités associées à cette dernière. Les tracés ne sont pas nécessairement parfaitement rectilignes : il arrive qu'il faille varier leur trajectoire dans le but d'inclure un plus grand nombre de forages. Après plusieurs tentatives, un total de 20 tracés ont été sélectionnés (voir section 4.3).

Nous avons privilégié une représentation des résultats sous forme de coupes topostratigraphiques transversales à deux dimensions. Il s'agit de diagrammes reproduisant les variations de l'élévation de la surface et du socle rocheux. Cela permet d'illustrer la répartition des forages sur la coupe, leur altitude et leur séquence stratigraphique. Bien que ce type de représentation fasse généralement l'objet d'une interpolation entre les forages, nous croyons que l'affichage des forages seuls suffit pour la compréhension de la stratigraphie de la sous-surface et offre un canevas suffisant pour permettre au lecteur de se représenter l'architecture des dépôts enfouis. Les coupes ont été générées à l'aide de l'outil *eXacto*, un script développé par l'*Illinois State Geological Survey* pour ArcGIS. Il intègre les informations des forages, les modèles numériques d'élévation de la surface et du socle rocheux et la carte des dépôts de surface. Par la suite, les couches générées sont automatiquement chargées à ArcGIS. Nous avons choisi une exagération de 10x.

Il s'agit de l'ultime étape pour la validation des données. Pour la première fois, les forages sont représentés graphiquement côte à côte. Ce nouvel éclairage offre une dernière opportunité d'interprétation des séquences stratigraphiques de chaque forage. Ceux dont la genèse n'est pas

conforme à l'ensemble sont donc rejetés. L'ensemble de la démarche de création des coupes est illustré dans la figure 4.5.

Au final, les 20 coupes validées ont été importées dans Illustrator. Localement, nous avons parfois eu à redessiner le tracé du socle rocheux. Étant donné que tous les forages indiquent s'ils sont en contact avec le roc, il a été possible de détecter de mauvaises représentations là où des forages n'ayant pas de contact au roc semblaient l'atteindre tout de même dû à une sous-estimation de l'interpolateur. Dans de tels cas, nous avons accentué la profondeur au roc de quelques mètres. Le tracé a également été corrigé là où il ne semblait pas refléter correctement le socle rocheux : dans le cas où le ravinement de la surface est répliqué en profondeur, là où la couverture n'est pas suffisamment importante (inférieure à 1 mètre) ou bien s'il y a des aberrations du tracé dues aux anomalies du krigeage. Dans tous les cas, ces manipulations sont marquées d'un tracé en tireté. Il a également fallu ajuster l'altitude des forages afin qu'ils s'affichent au niveau du tracé de la surface : ils apparaissent rarement à plus 10 m de la surface. Il s'agit sans doute de l'écart de résolution entre les variations locales du terrain et le tracé de la surface dont la résolution n'est que de 20 m/pixel.

#### 4.3 Présentation des résultats

La figure 4.6 présente la répartition des tracés pour l'ensemble du territoire tandis que la figure 4.7 représente la répartition spatiale des différentes formations superficielles à proximité et la répartition des forages le long des coupes. Les coupes d'orientation nord-sud comportent des identifiants alphabétiques tandis que les coupes est-ouest, des identifiants numériques. Au total, environ 260 forages sont représentés dans les 20 coupes transversales qui illustrent la superposition des sept unités lithostratigraphiques de la sous-surface (voir le tableau 4.2 au besoin) des secteurs nord (région du lac Simon), centre (région de Ripon) et sud (région de North Nation Mills). Nous proposerons par la suite un modèle stratigraphique synthèse regroupant les assemblages architecturaux des trois secteurs.



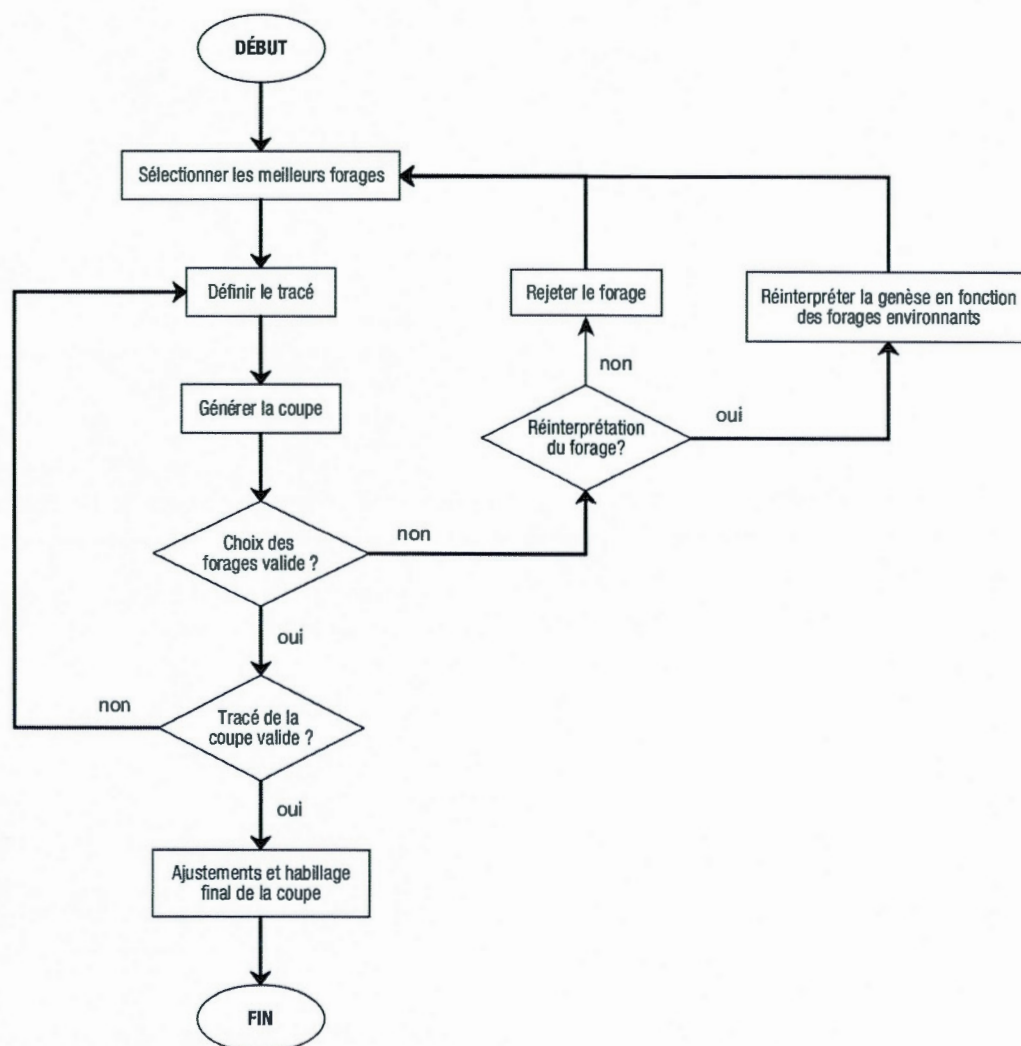
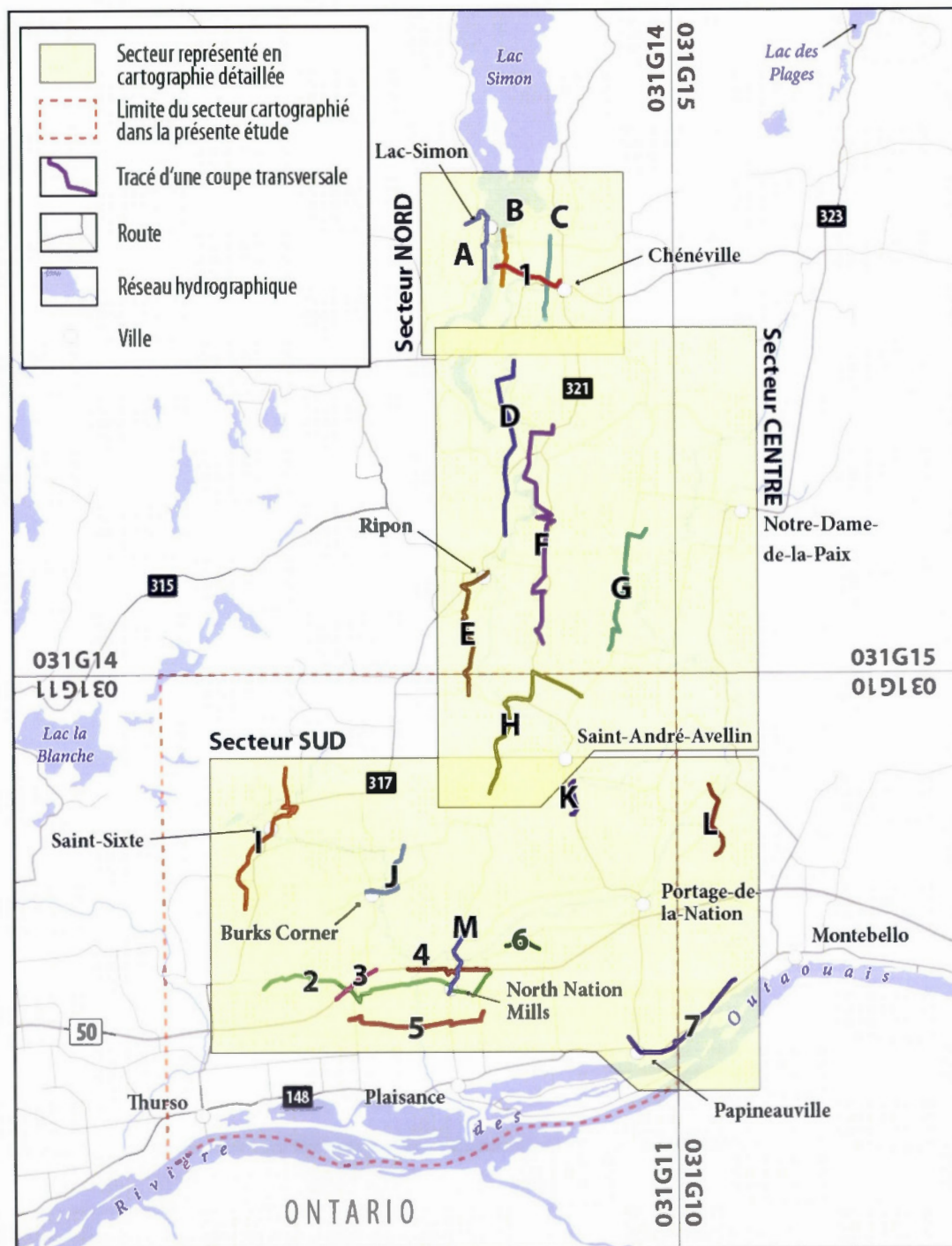
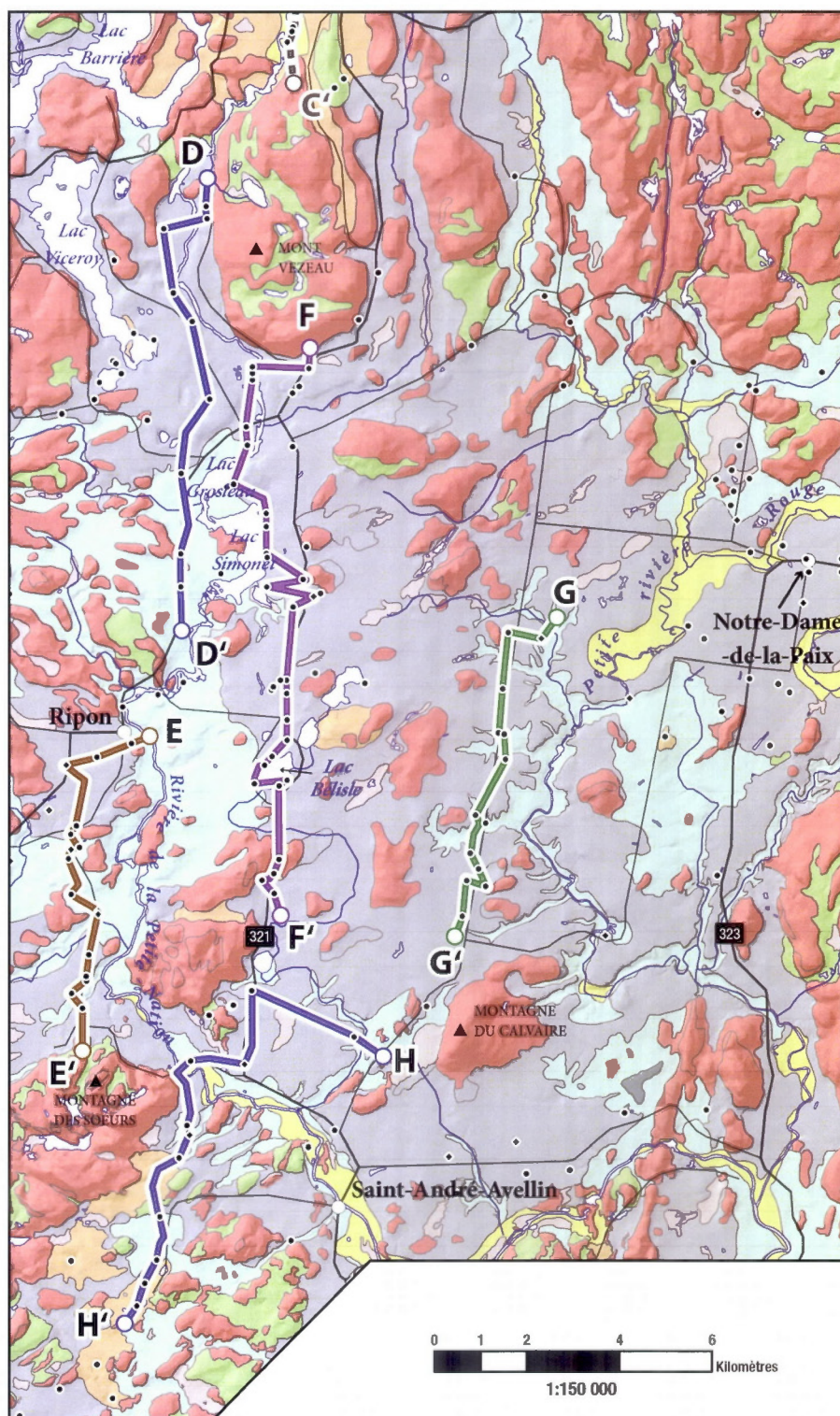


Figure 4.5 Organigramme de la création des coupes géologiques transversales.

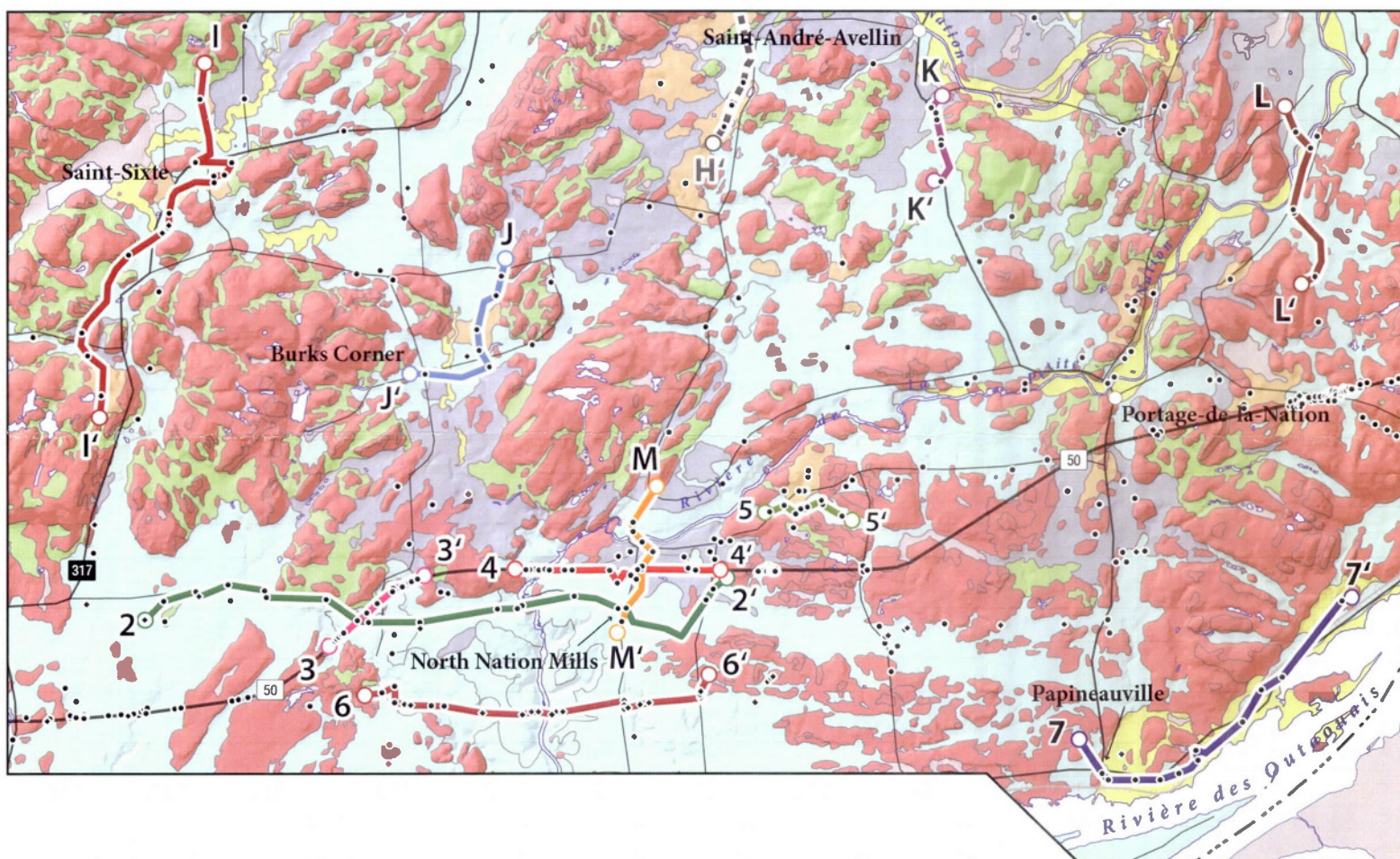




## SECTEUR CENTRE



## SECTEUR SUD



**Figure 4.7** Localisation détaillée des 20 coupes géologiques transversales par rapport aux formations superficielles simplifiées issues de la cartographie du PACES.



Les forages utilisés pour les coupes présentent en moyenne une épaisseur de dépôts meubles de 30 m. La profondeur maximale observée est de 97,5 m (région de North Nation Mills; coupe M-M'). Certains des forages les plus profonds ont permis de mettre en évidence la présence de dépressions dans le socle : elles sont marquées localement par des zones de 20 à 40 m plus basses que la surface moyenne du socle rocheux. Ces fosses potentielles de sédiments sont surtout localisées au sud, près de North Nation Mills (coupes 3-3', 4-4' ou 6-6' par exemple). Notons finalement qu'aucune donnée stratigraphique compilée n'a permis de démontrer la présence de sédiments antérieurs à la dernière déglaciation.

Nous présentons dans les trois sections qui suivent le portrait général de la stratigraphie de la sous-surface révélée par les coupes transversales pour chacun des secteurs.

#### 4.3.1 Coupes topostratigraphiques du secteur nord (région du lac Simon)

Le secteur nord de la région du lac Simon est représenté par quatre coupes (trois d'orientation nord-sud et une est-ouest; figure 4.8 et figure 4.9; coupes A-A', B-B', C-C' et 1-1'). Celles-ci mettent d'abord en évidence la prédominance du roc dans le secteur. Le till, qui n'est représenté que par la coupe A-A', est en couverture mince et discontinue sur le socle roche : son épaisseur varie de 1 à 12 m, diminuant progressivement vers les hautes terres. L'épaisseur maximale se trouve dans les hautes terres, près de Lac-Simon. Les altitudes observées varient entre 170 et 270 m. Par rapport aux autres secteurs, le till est peu représenté dans les forages.

Les sédiments fluvioglaciaires sont bien présents dans le secteur nord : la plupart des forages témoignent d'au moins une séquence de cette nature. Ils présentent des épaisseurs variables, allant jusqu'à 30 m, notamment près de Lac-Simon, à l'emplacement correspondant au tracé de la Moraine de Saint-Narcisse. On les retrouve à la fois en surface et à la base des forages.

SECTEUR NORD (page 1/2)

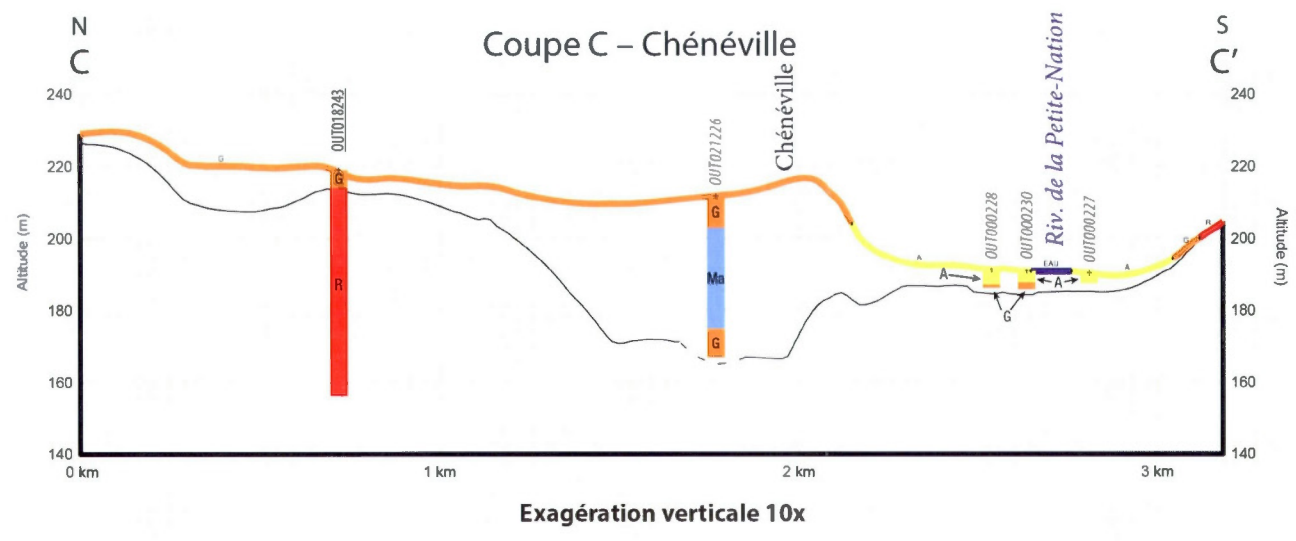
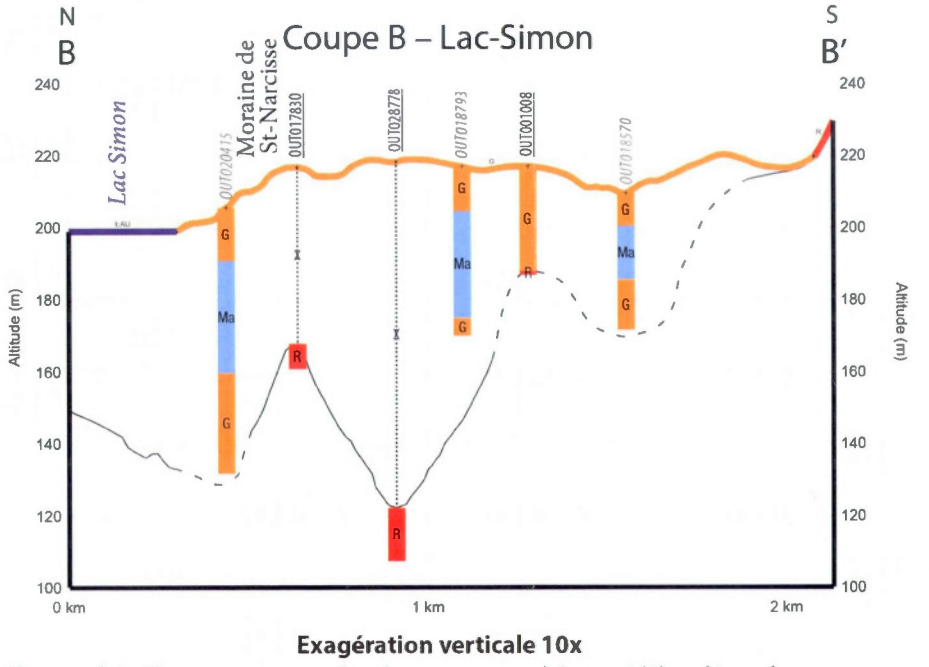
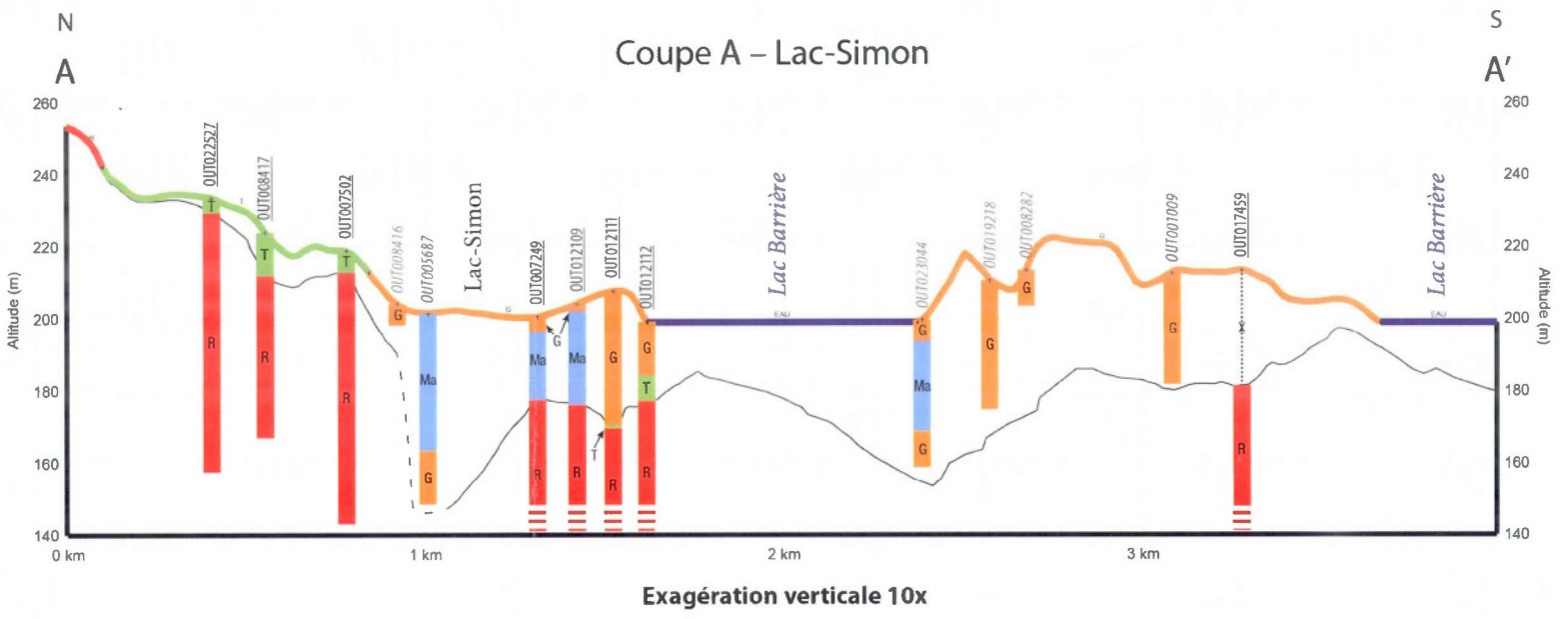


Figure 4.8 Coupes transversales du secteur nord (page 1/2) et légende.

# SECTEUR NORD (page 2/2)

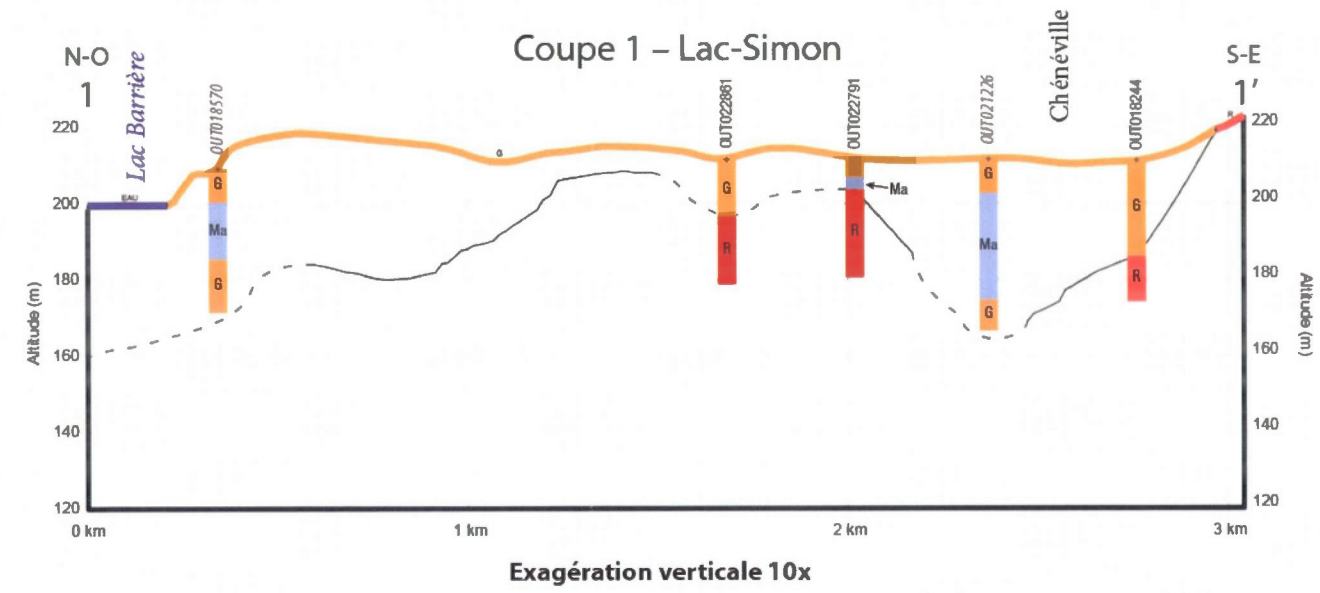


Figure 4.9 Coupes transversales du secteur nord (page 2/2).



Concernant les sédiments marins, seuls les dépôts fins sont présents dans le secteur. Ils font une vingtaine de mètres en moyenne, l'épaisseur maximale est de 38 m, près de Lac-Simon (coupe A-A'). On les retrouve jusqu'à une altitude de 205 m (coupe B-B'). Fait particulier, la plupart de ces séquences sont enfouies sous les sables et graviers fluvioglaciaires d'épandage subaérien (Milette *et al.*, 2012). Cet aspect spécifique fera partie de la discussion dans le chapitre V sur la paléogéographie de la vallée de la Petite-Nation.

Les alluvions sont parfois présentes dans les données de forage, le long de la rivière de la Petite-Nation (coupe C-C'). Ils reposent directement sur les sédiments fluvioglaciaires.

#### 4.3.2 Coupes topostratigraphiques du secteur centre (région entre Chénéville et Saint-André-Avellin)

Le secteur centre, qui correspond au territoire situé entre Chénéville, au nord, et Saint-André-Avellin, au sud, est représenté par cinq coupes d'orientation nord-sud : trois près de Ripon (figure 4.10 et figure 4.11; coupes D-D', E-E' et F-F'), une près de Notre-Dame-de-la-Paix (figure 4.12; coupe G-G') et une près de Saint-André-Avellin (figure 4.13; coupe H-H'). Par rapport à la région plus au nord, la transition entre les hautes et les basses terres se manifeste par la présence accrue des dépôts marins et de séquences fluvioglaciaires enfouies.

Le socle rocheux affleure rarement, mais son influence sur le relief demeure (plusieurs forages témoignent de moins de 5 m de dépôts meubles). Ici, comme pour le secteur plus au nord, le till est généralement peu présent et, lorsqu'il l'est, il ne fait que quelques mètres d'épaisseur, jamais plus que 8 m (Notre-Dame-de-la-Paix; coupe G-G'). On le retrouve uniquement dans les dépressions du socle rocheux.

SECTEUR CENTRE (page 1/4)

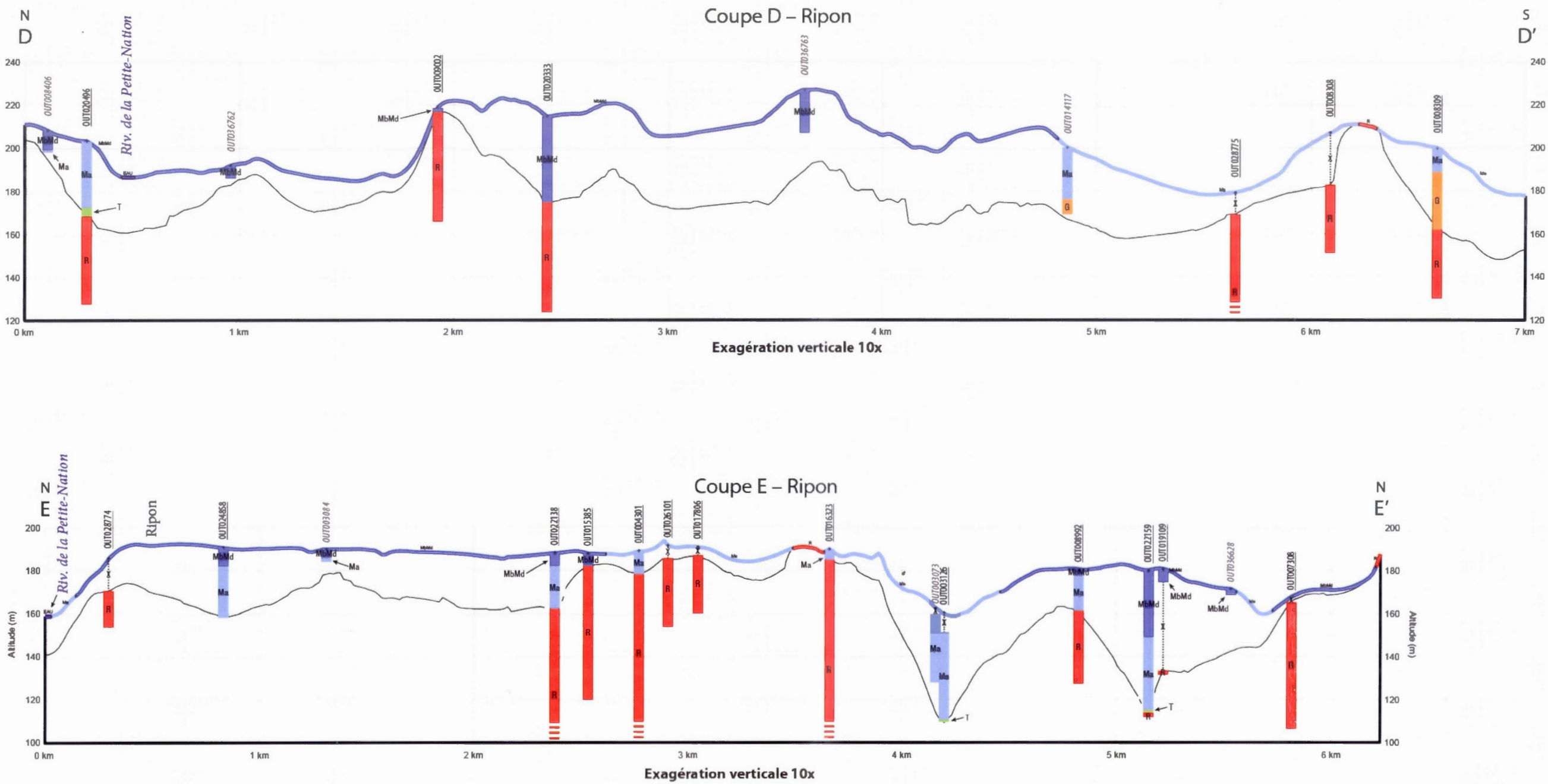


Figure 4.10 Coupes transversales du secteur centre (page 1/4 ; la légende est présentée à la figure 4.8).

SECTEUR CENTRE (page 2/4)

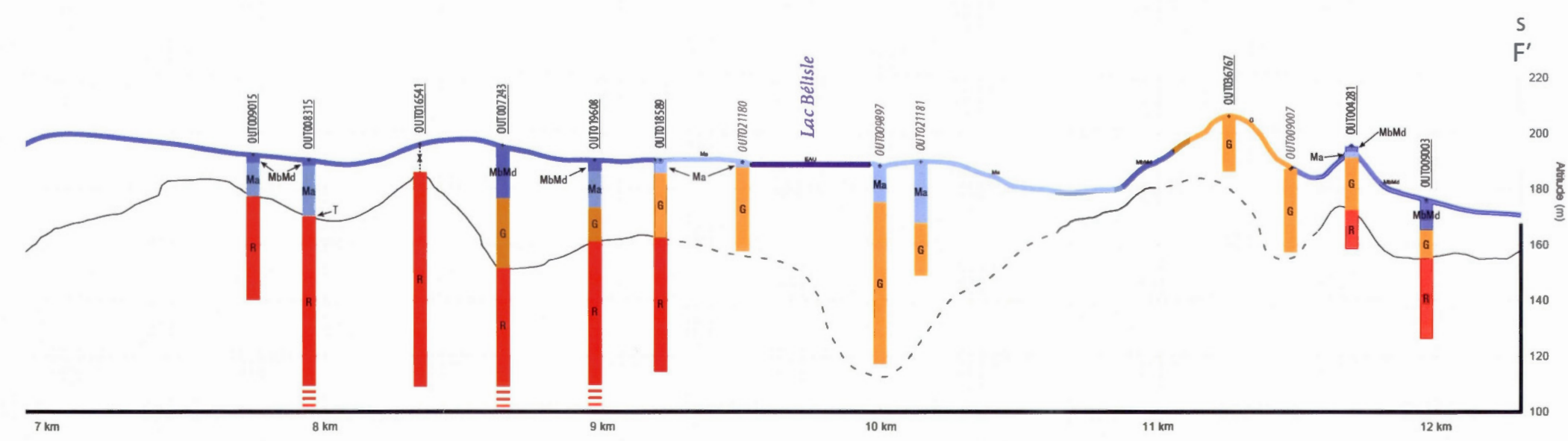
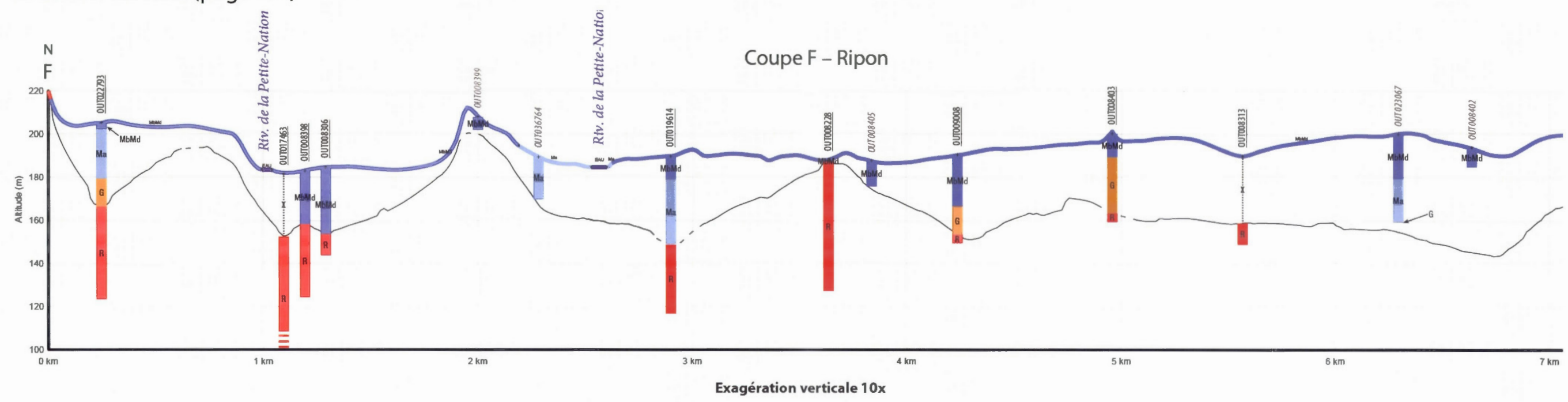


Figure 4.11 Coupes transversales du secteur centre (page 2/4).



## SECTEUR CENTRE (page 3/4)

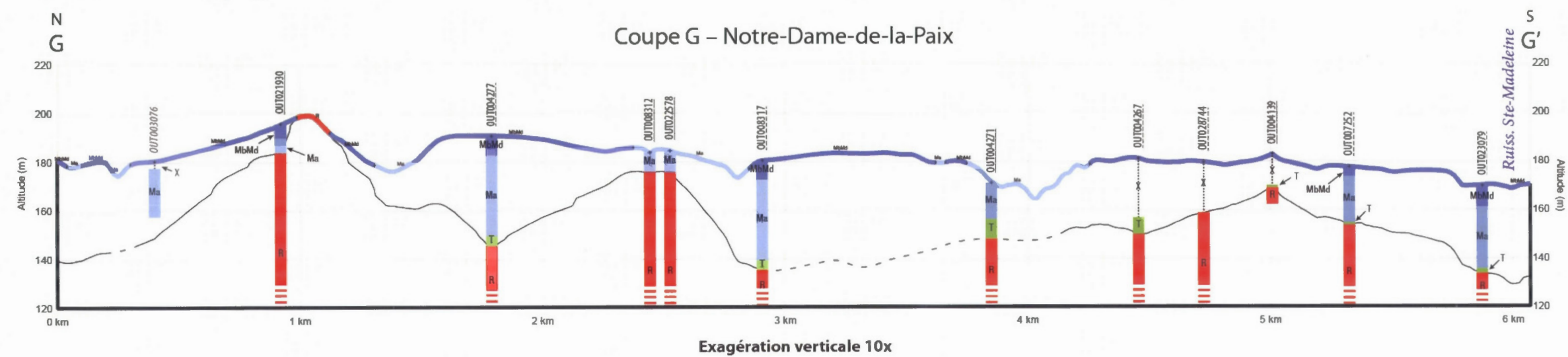


Figure 4.12 Coupes transversales du secteur centre (page 3/4).

SECTEUR CENTRE (page 4/4)

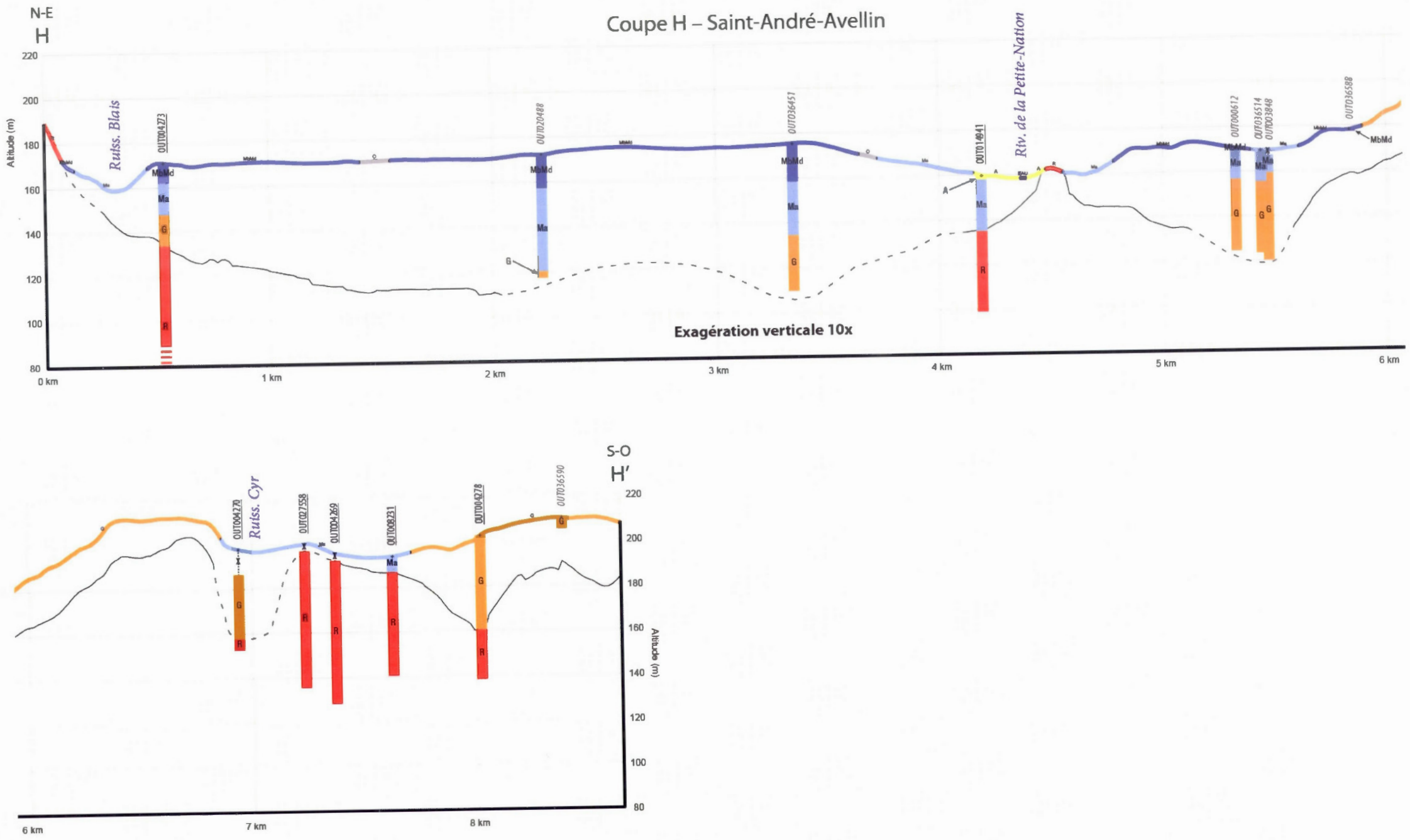


Figure 4.13 Coupes transversales du secteur centre (page 4/4).

Les sédiments fluvioglaciaires sont généralement enfouis sous les dépôts marins. L'épaisseur minimale observée est de 3 m et l'épaisseur maximale est de 58 m, à l'est de Ripon (coupe F-F'). Les altitudes maximales observées varient entre 165 et 185 m pour les formations enfouies et jusqu'à 205 m pour les accumulations à découvert (près de Saint-André-Avellin; coupe H-H'). Leur répartition ponctuelle et discontinue au sein des coupes est à l'image des unités identifiées en surface. Les séquences reposent directement sur le roc. Plusieurs unités fluvioglaciaires enfouies ayant échappé à la cartographie des formations superficielles ont été identifiées près de Ripon (coupes D-D' et F-F') et de Saint-André-Avellin (coupe H-H'). On en retrouve entre 40 et 230 m d'altitude, relativement bien réparti sur le territoire. Comme nous le verrons au chapitre V, l'alignement de certaines séquences fluvioglaciaires semble démontrer la présence d'eskers enfouis dans le secteur.

Les dépôts marins sont davantage présents dans le secteur centre par rapport au secteur nord et ils recouvrent la plupart des formations antérieures. Les accumulations d'argiles marines sont épaisses (jusqu'à 40 m, près de Ripon, coupe E-E') et on les retrouve à des altitudes élevées, entre 170 et 190 m, parfois même jusqu'à 200 m d'altitude (région de Ripon, coupe D-D' et F-F'). Lorsqu'elles ne sont pas recouvertes par les dépôts marins peu profonds ou d'autres dépôts plus récents, il arrive que les argiles soient exposées sur de bonnes distances, notamment dans les secteurs susceptibles d'avoir connu des épisodes d'érosion suite à l'exondation du territoire, à proximité du réseau hydrographique et des zones de ravinement (par exemple à proximité de la rivière Petite-Nation, coupe H-H').

Lorsqu'ils sont présents, les sédiments marins peu profonds (englobant les faciès deltaïques et littoraux; tableau 4.2) se retrouvent au sommet de la séquence stratigraphique. Ils sont présents jusqu'à 232 m d'altitude dans le cas du delta du lac Viceroy (région de Ripon; coupe D-D'). Sinon, les altitudes varient généralement entre 180 et 200 m près de Ripon et entre 160 et 180 m plus au sud, près de Saint-André-Avellin. L'épaisseur maximale observée est de 40 m (principalement des sédiments deltaïques; près de Ripon; coupe D-D'). On note cependant que les accumulations de sédiments marins sableux sont généralement moins importantes que les



sédiments marins fins : les séquences associées aux deltas de la phase régressive de la Mer de Champlain présentent de faibles épaisseurs. Ils forment des couches de 5 à 10 m d'épaisseur en moyenne, qui s'étendent sur quelques kilomètres, lorsqu'elles ne sont pas entaillées par du ravinement, tel qu'on l'observe près de Ripon (coupe E-E'), de Notre-Dame-de-la-Paix (coupe G-G') ou de Saint-André-Avellin (coupe H-H').

#### 4.3.3 Coupes topostratigraphiques du secteur sud (région de North Nation Mills)

Le secteur sud couvre l'ensemble du territoire cartographié de la région de Saint-André-Avellin (031G/11-EST) : de Saint-Sixte (ouest) à Portage-de-la-Nation (est) et de Saint-André-Avellin (nord) à Papineauville (sud). Il est le mieux représenté par les coupes stratigraphiques réalisées : on dénombre quatre coupes N-S et six E-O. Ils couvrent les localités de Saint-Sixte (figure 4.14; coupe I-I'), de Burks Corner (figure 4.14; coupe J-J'), de Saint-André-Avellin (figure 4.15; coupe K-K'), de Portage-de-la-Nation (figure 4.15; coupe L-L'), de North Nation Mills (figure 4.15, figure 4.16, figure 4.17 et figure 4.18; coupes M-M', 2-2', 3-3', 4-4', 5-5' et 6-6') et de Papineauville (figure 4.18; coupe 7-7').

Concernant le till, c'est ici que l'on observe les épaisseurs les plus importantes : les coupes 3-3', 4-4' et 5-5' (région de North Nation Mills) permettent d'apprécier des séquences exceptionnelles de près de 30 m d'épaisseur au sein de dépressions dans le roc. Celles-ci ont sans doute permis de préserver la couche de till de l'érosion glaciaire. Ailleurs, on retrouve également le till en placage mince et discontinu sur le roc.

## SECTEUR SUD (page 1/5)

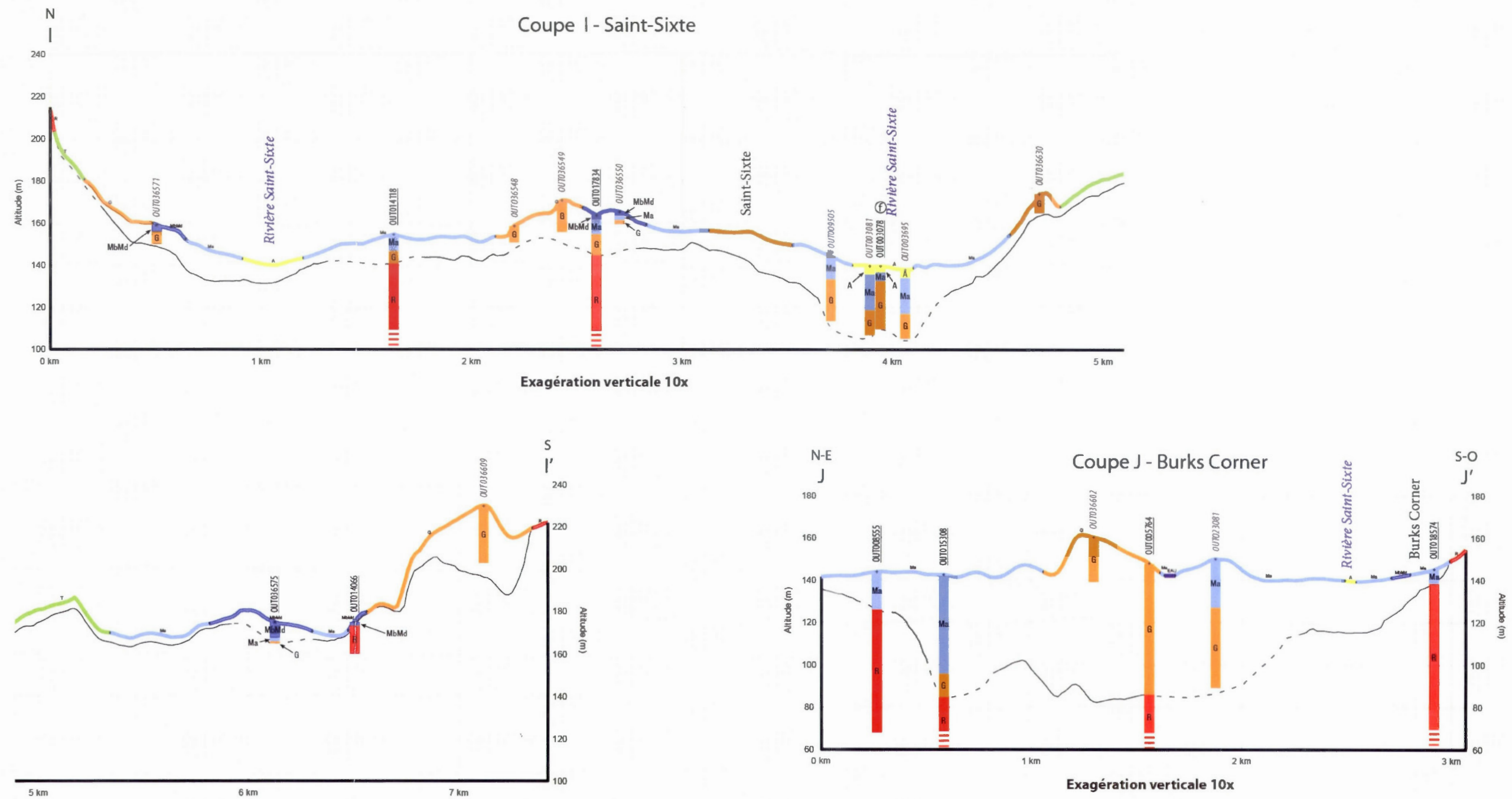


Figure 4.14 Coupes transversales du secteur sud (page 1/5; la légende est présentée à la figure 4.8).

# SECTEUR SUD (page 2/5)

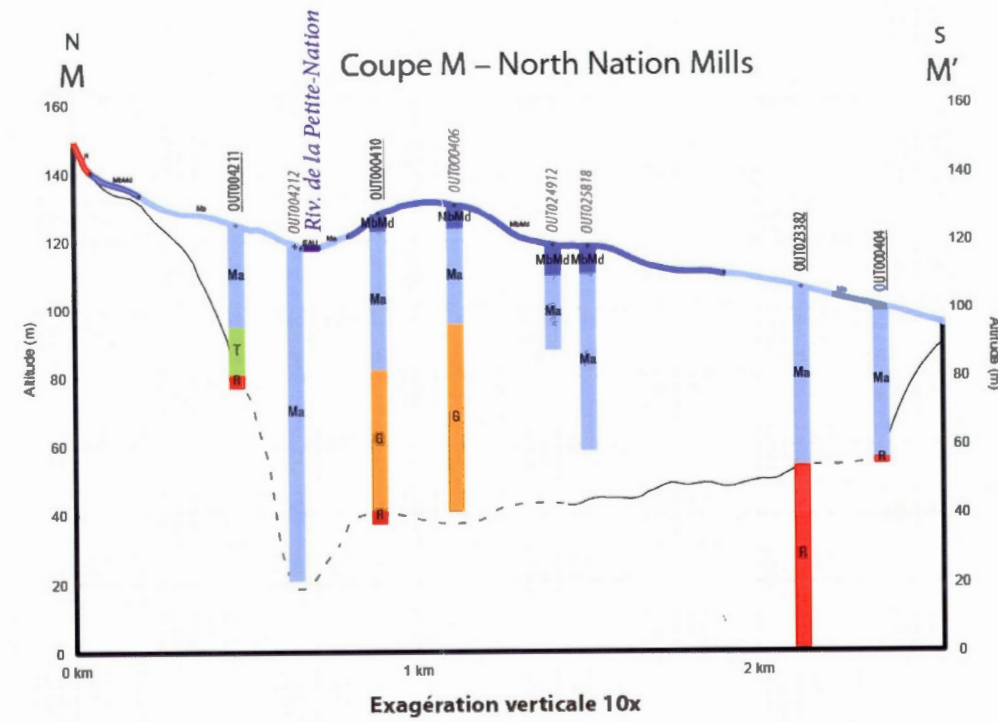
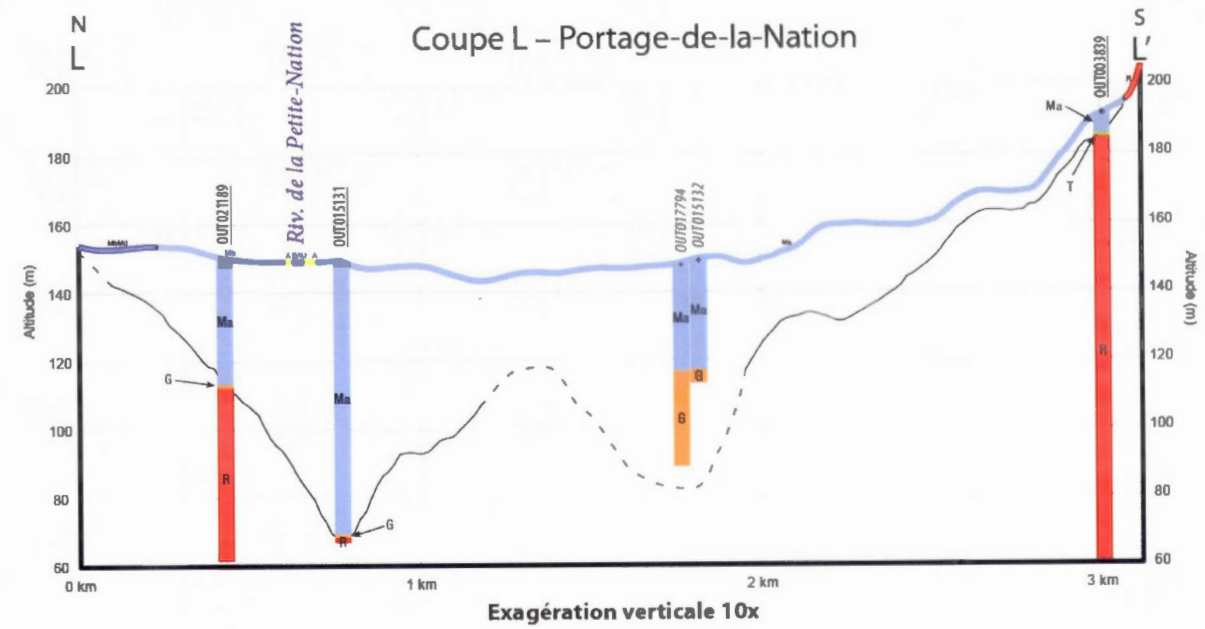
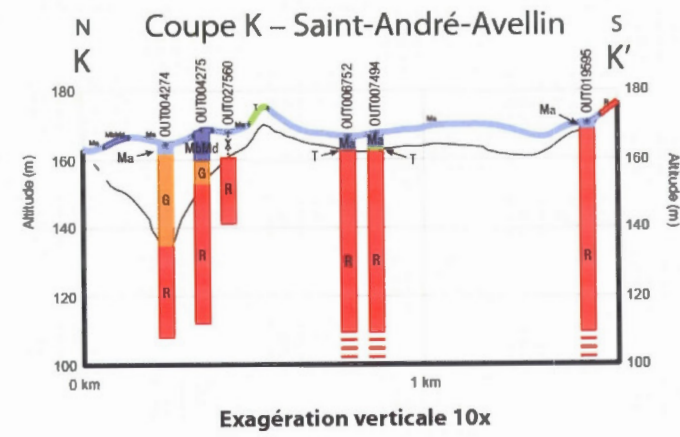


Figure 4.15 Coupes transversales du secteur sud (page 2/5).



SECTEUR SUD (page 3/5)

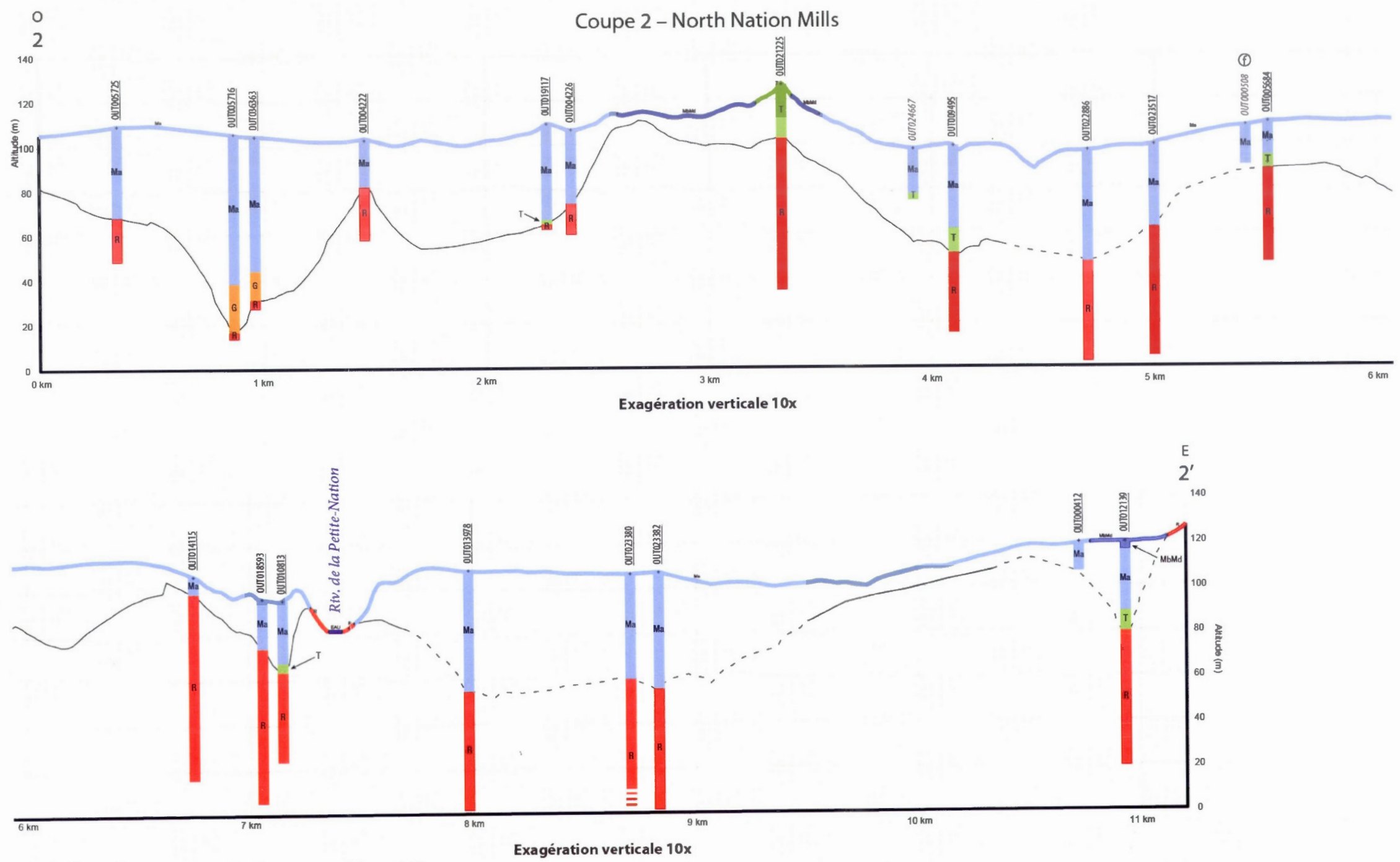


Figure 4.16 Coupes transversales du secteur sud (page 3/5).

# SECTEUR SUD (page 4/5)

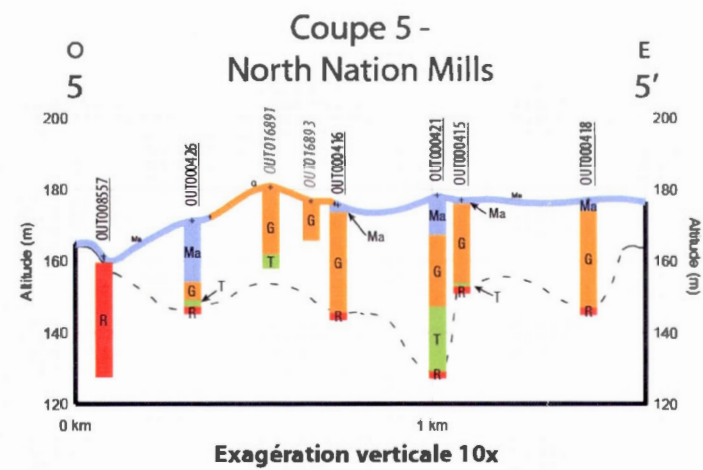
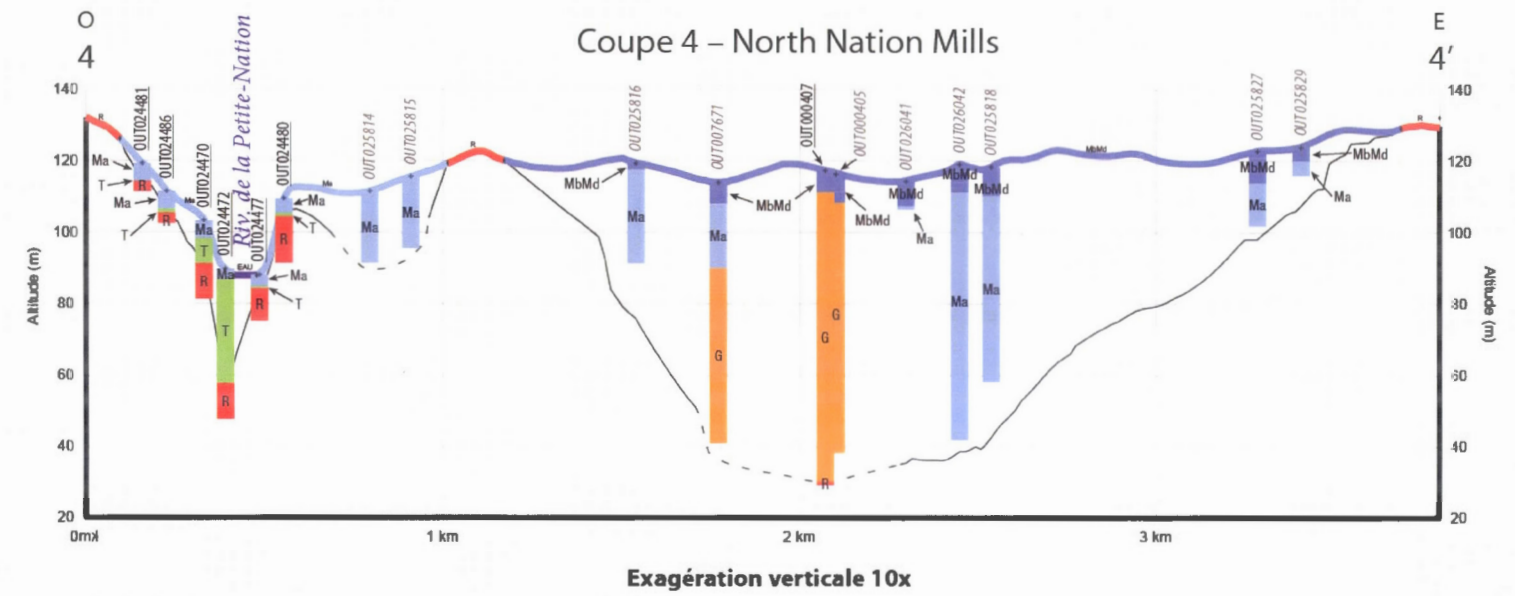
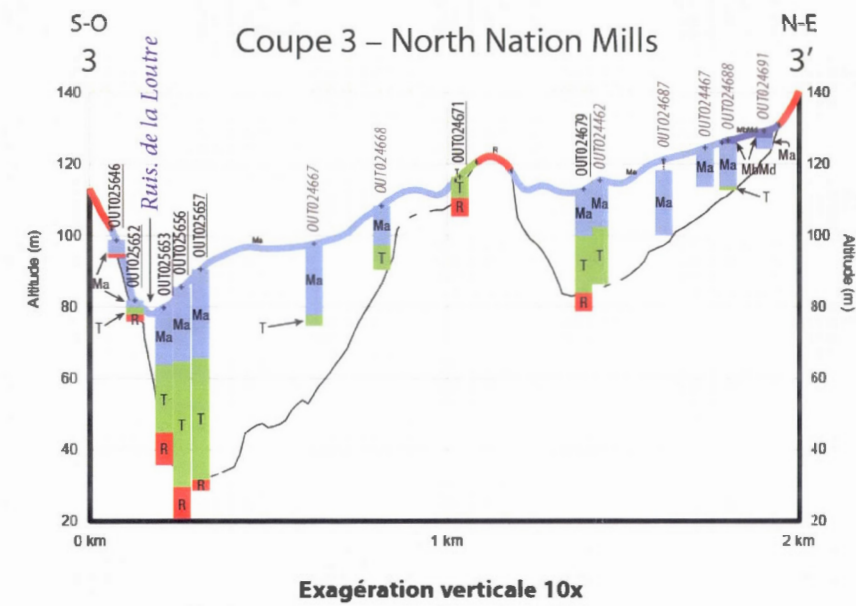


Figure 4.17 Coupes transversales du secteur sud (page 4/5).

SECTEUR SUD (page 5/5)

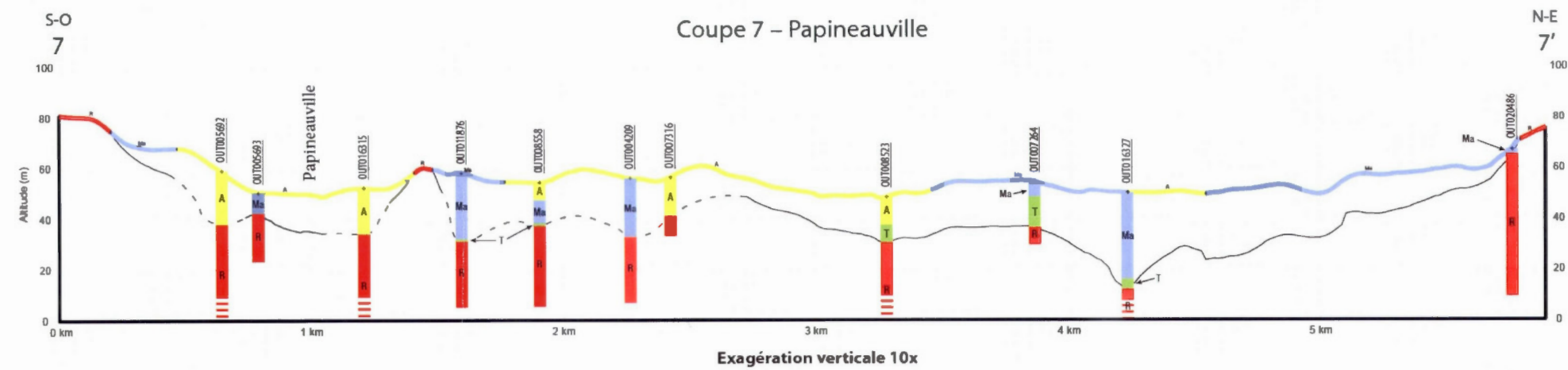
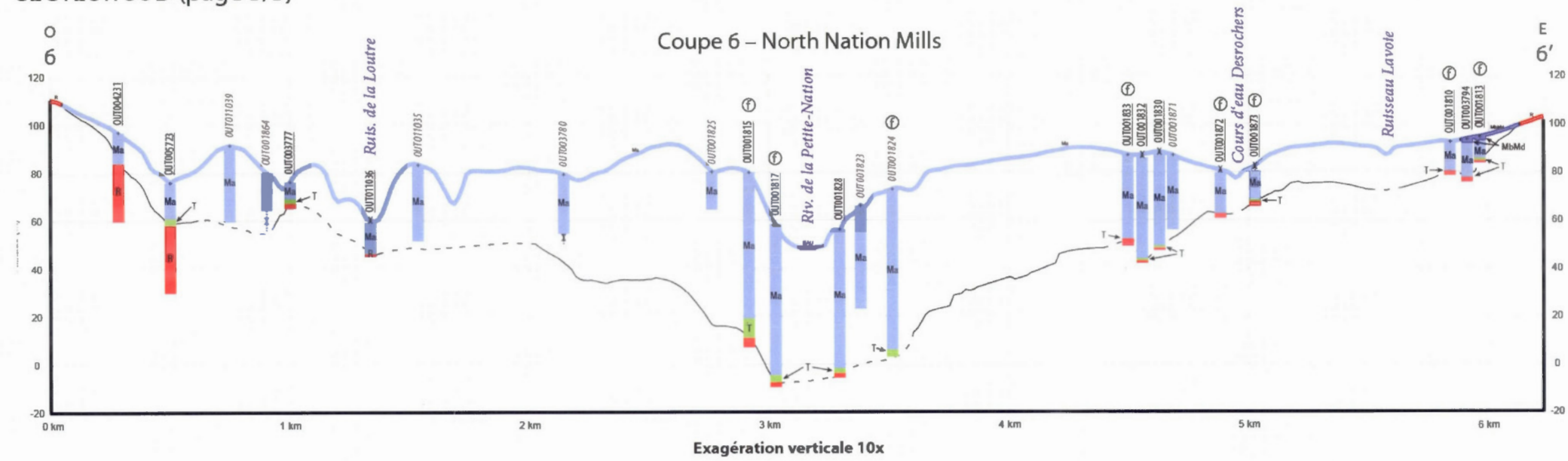


Figure 4.18 Coupes transversales du secteur sud (page 5/5).



Les unités fluvioglaciaires sont à l'image de celles rencontrées dans le secteur centre : elles forment des monticules isolés, parfois à découvert (jusqu'à 228 m d'altitude; près de Saint-Sixte; coupe I-I'), mais le plus souvent ensevelis sous les sédiments marins. C'est d'ailleurs dans cette région que l'on retrouve la plus importante accumulation de dépôts fluvioglaciaires relevée par forage, soit près de 80 mètres (région de North Nation Mills; coupe 4-4'). Les coupes de Saint-André-Avellin (coupe K-K'), Portage-de-la-Nation (coupe L-L') et de North Nation Mills (coupes M-M', 2-2' et 4-4') mettent en lumière la présence de strates fluvioglaciaires qui n'étaient jusqu'alors pas rapportées. De plus, les coupes de Saint-Sixte (coupe I-I') et de Burks Corner (coupe J-J') nous permettent d'apprécier l'étendue souterraine des formations fluvioglaciaires superficielles déjà cartographiées. À ce titre, les séquences fluvioglaciaires basales près de Saint-Sixte (coupe I-I') semblent démontrer une continuité des dépôts fluvioglaciaires d'orientation nord-sud pouvant suggérer la présence d'un esker enfoui. Nous reviendrons également sur les implications des unités fluvioglaciaires enfouies lors de la discussion sur la paléogéographie (chapitre V).

Le secteur sud forme un domaine majoritairement composé d'argiles marines : on retrouve les dépôts marins dans toutes les coupes de la région. À l'exception d'un forage près de Portage-de-la-Nation à 192 m d'altitude (coupe L-L'), les sédiments fins se trouvent généralement entre 50 et 180 mètres d'altitude. C'est aussi au sud que l'on retrouve les accumulations les plus importantes : elles vont jusqu'à 98 mètres d'épaisseur près de North Nation Mills (coupe M-M'). Plusieurs autres coupes témoignent de l'importance des accumulations de sédiments marins fins : près de 80 m à Portage-de-la-Nation (coupe L-L') ou environ 65 m près de North Nation Mills (coupes 2-2' et 6-6'). Dans les zones de glissements de terrain, qui sont bien présents dans le secteur, on note quelques inclusions sableuses ou des résidus organiques dans les séquences argileuses de certains forages. Ces observations viennent renforcer nos interprétations des dépôts perturbés par des glissements de terrain en surface. Notons finalement la présence de fragments de coquilles au sein des forages à proximité de North Nation Mills (coupes 2-2' et 6-6') et de Saint-Sixte (coupe I-I').

Lorsqu'ils sont présents, les dépôts marins peu profonds occupent le sommet de la coupe stratigraphique. Entre 120 et 170 m d'altitude, ils semblent former de vastes couches relativement minces qui recouvrent les argiles marines (coupes M-M', 2-2', 4-4', 6-6') et les amoncellements fluvioglaciaires (coupes I-I'), à l'image des formations décrites précédemment pour le secteur centre. Leur position stratigraphique au sommet et leurs faibles épaisseurs observées sur la plupart des coupes semblent démontrer une déposition soudaine et tardive, à la fin de l'épisode champlainien. Il s'agit donc de sédiments marins deltaïques et littoraux régressifs.

Les sédiments alluviaux sont bien représentés dans ce secteur. On les retrouve surtout le long de la rivière des Outaouais (région de Papineauville, coupe 7-7'). Celles-ci font quelques mètres d'épaisseur et se trouvent entre 50 à 60 m d'altitude. Contrairement aux autres coupes du secteur qui présentent généralement de bonnes épaisseurs, la coupe 7-7' témoigne d'une couche de sédiments assez mince (rarement plus de 20 m), sans doute le résultat de l'action érosive de la prorivière des Outaouais. On note également la présence de séquences d'alluvions anciennes de quelques mètres d'épaisseur le long de la rivière Saint-Sixte (coupe I-I').

#### 4.3.4 Modèle stratigraphique régional

Nous proposons à la figure 4.19 un modèle topostratigraphique regroupant les assemblages architecturaux des sections nord, centre et sud de la vallée de la Petite-Nation. Celui-ci constitue un ouvrage de synthèse de l'ensemble des séquences stratigraphiques observées sur terrain et au sein des coupes modélisées. Pour certains aspects du modèle, nous prenons également en compte les données stratigraphiques d'autres travaux, notamment pour le caractère ponctuel et enfoui des accumulations fluvioglaciaires (Rust, 1987) ou pour l'hypothèse d'une unité varvée d'eau douce possiblement associée au Lac Candona sous la séquence glaciomarine (Gadd, 1976, 1986; Naldrett, 1988a; Prest, 1970).

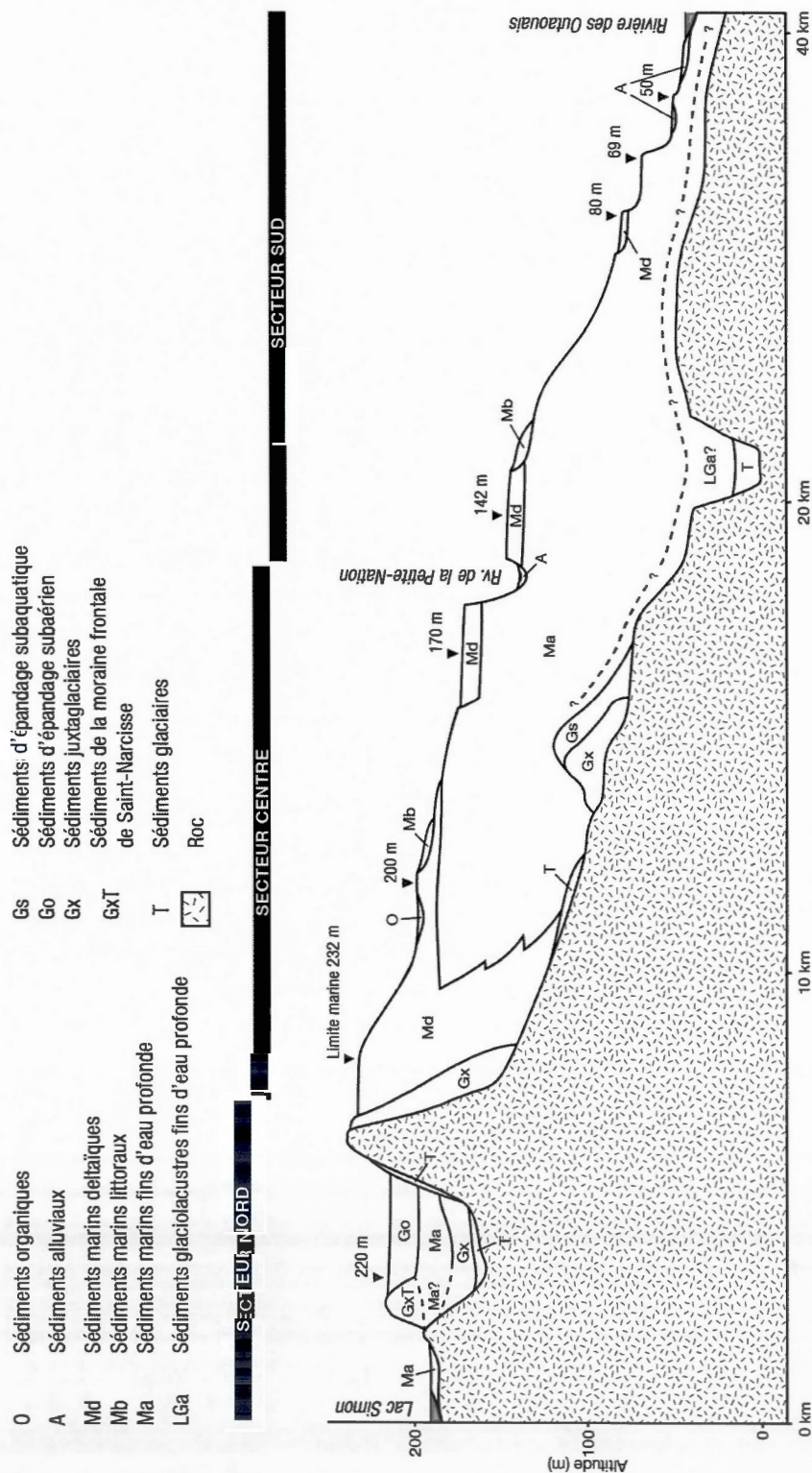


Figure 4.19 Coupe topographique synthèse de la vallée de la Petite-Nation entre le lac Simon et la rivière des Outaouais.



Au nord, on note la présence du till en couverture mince et discontinue. Les séquences fluvioglaciaires, dont la Moraine de Saint-Narcisse à 220 m, sont bien présentes et particulièrement épaisses. Entre la couche sommitale d'épandage subaérien (entre 215 et 220 m) et les sédiments de contact glaciaire de la base se trouve une couche d'argiles marines. Cette dernière pourrait se prolonger au nord et aller rejoindre les sédiments fins aux abords du lac Simon, au-delà de la Moraine de Saint-Narcisse, une configuration similaire à ce qui a été observé par Leblanc *et al.* (2013) en basse Mauricie.

Dans le secteur centre, le till est peu représenté. On note la présence d'accumulations deltaïques de grande puissance et édifiées à la limite marine (232 m). À une altitude moins élevée, celles-ci passent à d'épaisses séquences argileuses. Les sédiments fluvioglaciaires sont parfois adossés aux collines et à découvert ou bien enfouis sous les sédiments marins. Les sédiments en place sont parfois entaillés par des cours d'eau, lesquels permettent une accumulation d'alluvions en surface. Au sommet, dans les dépressions, reposent des dépôts organiques.

Au sud, la présence de dépressions dans le roc permet une plus grande accumulation des sédiments, dont le till. La partie basale de la séquence argileuse au sud de la région pourrait présenter une rythmicité qui serait attribuable à un épisode glaciolacustre. Les sédiments marins peu profonds (littoraux et deltaïques) sont présents sous forme de couches minces qui surplombent l'épaisse couche d'argiles marines : elles semblent indiquer une phase régressive. Plus près de la rivière des Outaouais, la séquence argileuse diminue en épaisseur et semble tronquée par l'érosion fluviale.

#### 4.3 Conclusion

Dans ce chapitre nous avons présenté la démarche méthodologique qui nous a permis de faire apparaître l'architecture stratigraphique quaternaire de la vallée de la Petite-Nation. Ces données, mises en relation avec le résultat de la cartographie des formations superficielles, nous ont amené à proposer un modèle lithostratigraphique régional dont les implications paléogéographiques sont discutées plus en détail au chapitre V. Nous discutons ici de quelques aspects de la méthodologie

employée et notamment de ses avantages et de ses contraintes et concluons sur les implications de cette méthode pour les travaux de paléogéographie.

En ce qui concerne le choix du rendu sous forme de coupes stratigraphiques transversales, certains travaux de recherche portant sur la stratigraphie de sous-surface ont poussé la démarche plus loin en optant pour la modélisation tridimensionnelle des unités quaternaires pour l'ensemble du territoire. Par exemple, Caron (2012) a cherché à quantifier les sédiments glaciaires anciens au sein des Appalaches tandis que Tremblay (2008) a tenté de développer une nouvelle approche de modélisation 3D. Cependant, dans un contexte géographique tel que le nôtre, c'est-à-dire un territoire où l'influence structurale du socle rocheux est forte, une modélisation 3D complète du territoire constituerait une opération complexe et aurait sans doute débordé des objectifs académiques de la présente recherche. Ainsi, les contraintes de temps, la disponibilité des forages et la configuration du territoire en longs et étroits bassins sédimentaires ont favorisé le développement d'un modèle à deux dimensions, sous forme de coupes topographiques.

Comme toute méthode, l'approche utilisée comporte tout de même certaines limitations. D'abord, les travaux manipulant des données de forage devraient comprendre un volet de revalidation d'une partie des informations à partir des échantillons bruts ou à l'aide d'une nouvelle campagne de forage aux endroits problématiques, ce qui n'a pas été possible. Notons toutefois que l'équipe de l'hydrogéologie de l'UL a soumis quelques forages à ces tests et a même rééchantillonné certains secteurs, ce qui renforce l'intégrité de nos données. De plus, comme nous l'avons mentionné, les recherches sur la modélisation stratigraphique dépendent entièrement de la qualité des données de forage. Ces informations dépendent largement de la compétence des puisatiers dont les qualités de stratigraphe et de sédimentologue peuvent varier. Par conséquent, la qualité des interprétations varie d'une source à l'autre, allant de médiocre (ex. : terre, boue ou sable argileux) à excellente. Cela a un impact manifeste sur nos interprétations. C'est pourquoi nous avons priorisé les meilleures sources comme le MTQ ou les organismes de bassins versants qui font appel systématiquement aux services d'experts et qui présentent des descriptions sédimentologiques complètes et crédibles.

Il faut également souligner les difficultés de l'interprétation de certains dépôts, surtout dans le cas des sédiments plus grossiers qui peuvent être assimilés à plusieurs environnements (glaciaire, fluvioglaciaire, marin peu profond ou même alluvions). Par exemple, certains des forages compilés qui sont situés dans des zones de till décrivent des sables ou des sables graveleux, une description sans doute trop sommaire par rapport aux caractéristiques typiques d'un till. De plus, une telle description peut facilement être associée à d'autres dépôts. Dans tels cas, il devient difficile de distinguer une séquence basale de till sur laquelle reposerait une autre formation sableuse. D'ailleurs, nous nous interrogeons sur la faible représentativité du till dans nos résultats, notamment à la base des forages qui atteignent le roc. Comme le mentionne Gadd (1986) en discutant de l'absence de till dans ses forages, il pourrait s'agir du résultat de l'érosion des sédiments glaciaires à la déglaciation des vallées de l'Outaouais. Cependant, il ne faut pas négliger la difficulté d'interprétation des sédiments glaciaires, ceux-ci pouvant facilement être confondus pour des sédiments sableux d'autre origine. Heureusement nous disposons de plusieurs forages fiables qui décrivent bien la composition diamictique du till, ce qui permet à tout le moins de valider, par analogie, les autres séquences basales des forages voisins, ceux dont la qualité est moindre.

La méthode que nous suggérons répond néanmoins aux objectifs et contraintes de la présente recherche qui est de modéliser l'architecture des séquences sédimentaires quaternaires enfouies. Mentionnons également qu'elle est relativement accessible et peu coûteuse par rapport aux solutions spécialisées de modélisation géologique, telles que GOCAD. Elle ne requiert pas de connaissances pointues des outils de gestion de bases de données Excel et Access tandis que le logiciel de SIG ArcGIS 10.1 répond aux autres besoins pour les analyses spatiales et géostatistiques, et même pour la modélisation des coupes, par l'intermédiaire du script à libre téléchargement eXacto.

En définitive, nous soutenons que la méthode proposée de modélisation des coupes stratigraphiques rehausse l'analyse de travaux sur la paléogéographie en y ajoutant la dimension de la sous-surface. Elle fournit un support additionnel aux hypothèses de mise en place des



formations superficielles et permet également de révéler la présence de formations enfouies qui autrement auraient passé sous la loupe de l'interprétation de la géomorphologie superficielle. Comme l'a mentionné Ross (2004), la modélisation de l'épaisseur des dépôts permet d'identifier des vallées enfouies sous les dépôts meubles. Ces dépressions constituent des milieux partiellement protégés, susceptibles de conserver des dépôts glaciaires anciens. Ils présentent donc un bon potentiel pour mener de nouvelles campagnes de forages.

Comme nous le verrons au chapitre V sur la paléogéographie, les modèles que nous suggérons offrent de nouvelles perspectives sur la répartition spatiale des formations quaternaires. En effet, en plus d'exposer leur emplacement en X et en Y, les coupes permettent de situer altitudinalement les différentes formations, que ce soit les épaisseurs ou les altitudes maximales, donc de mieux comprendre leur environnement de formation. Notre méthode nous a permis d'alimenter davantage la réflexion sur l'histoire quaternaire de la région grâce à cette nouvelle donnée en Z. De plus, certains forages ont apporté un nouvel éclairage sur la cartographie des dépôts de surface. Ils ont permis de raffiner localement les contacts entre les unités là où les données de terrain étaient insuffisantes. Dans le cas de travaux d'hydrogéologie, nos coupes transversales peuvent facilement se réintégrer à un SIG afin de permettre une modélisation complète tridimensionnelle de la stratigraphie souterraine. Un modèle qui permettrait éventuellement une caractérisation des eaux souterraines de la région d'étude. Dans la mesure où la disponibilité des forages est bonne, cette méthode demeure relativement facile d'usage, s'intègre bien aux projets de cartographie et permet d'enrichir l'analyse des travaux de géologie du Quaternaire.

## CHAPITRE V

### PALÉOGÉOGRAPHIE QUATERNAIRE DE LA RÉGION DE LA VALLÉE DE LA PETITE-NATION

Dans ce chapitre, nous présentons les événements glaciaires et postglaciaires qui ont mené à la configuration actuelle du paysage quaternaire de la vallée de la Petite-Nation, entre la rivière des Outaouais et le lac Simon. Cette discussion est structurée à partir de la carte des formations superficielles du secteur de Saint-André-Avellin (031G/11-EST) (annexe C), des 20 coupes stratigraphiques transversales obtenues pour cette vallée (voir figure 4.8 à figure 4.18) et du modèle stratigraphique synthèse de cette région (figure 4.19). Pour les formations superficielles au nord de Saint-André-Avellin, nous référons à la cartographie de la région de Chénéville (031G/14) réalisée dans le cadre du projet PACES (Milette *et al.*, 2012). La chronologie des événements est présentée en années radiocarbone  $^{14}\text{C}$  B.P. et en années calendaires. Par souci d'uniformisation, lorsque les travaux cités ne faisaient pas mention des années calendaires, nous avons fait usage de l'outil de conversion de Fairbanks (2005).

#### 5.1 Événements antérieurs au dernier maximum glaciaire

Certaines recherches ont souligné la présence d'une stratigraphie ancienne dans le sud-ouest du Québec suggérant que la région pourrait comprendre de telles unités anciennes. Le site de Pointe-Fortune, dont la séquence stratigraphique contient des sédiments qui remontent à l'interglaciaire sangamonien (stade 5) et à l'avant-dernière glaciation illinoienne (stade 6) (Anderson *et al.*, 1990), se trouve à moins de 60 km à l'est de notre région. De plus, Occhietti (1989) avance qu'un lac proglaciaire analogue au Lac Gayhurst aurait pu atteindre les latitudes de la vallée de l'Outaouais lors d'un retrait glaciaire partiel au Wisconsinien moyen, permettant la mise en place de dépôts équivalents aux sédiments de Saint-Pierre dans les basses terres centrales

(Lamothe, 1989). Pour la région directement au nord-ouest de Montréal, Ross *et al.* (2006) font également mention d'une unité glaciolacustre sous le till du Wisconsinien supérieur, les sédiments de Saint-Joseph-du-Lac, qui pourraient remonter à la fin du Sangamonien. Cependant, malgré la proximité géographique de ces observations, nos travaux sur la stratigraphie inférieure ne recensent aucun témoin de ces événements. Il semble ainsi que la région soit demeurée englacée durant tout le Wisconsinien, ou que les évidences sédimentaires d'une période plus chaude aient été érodées.

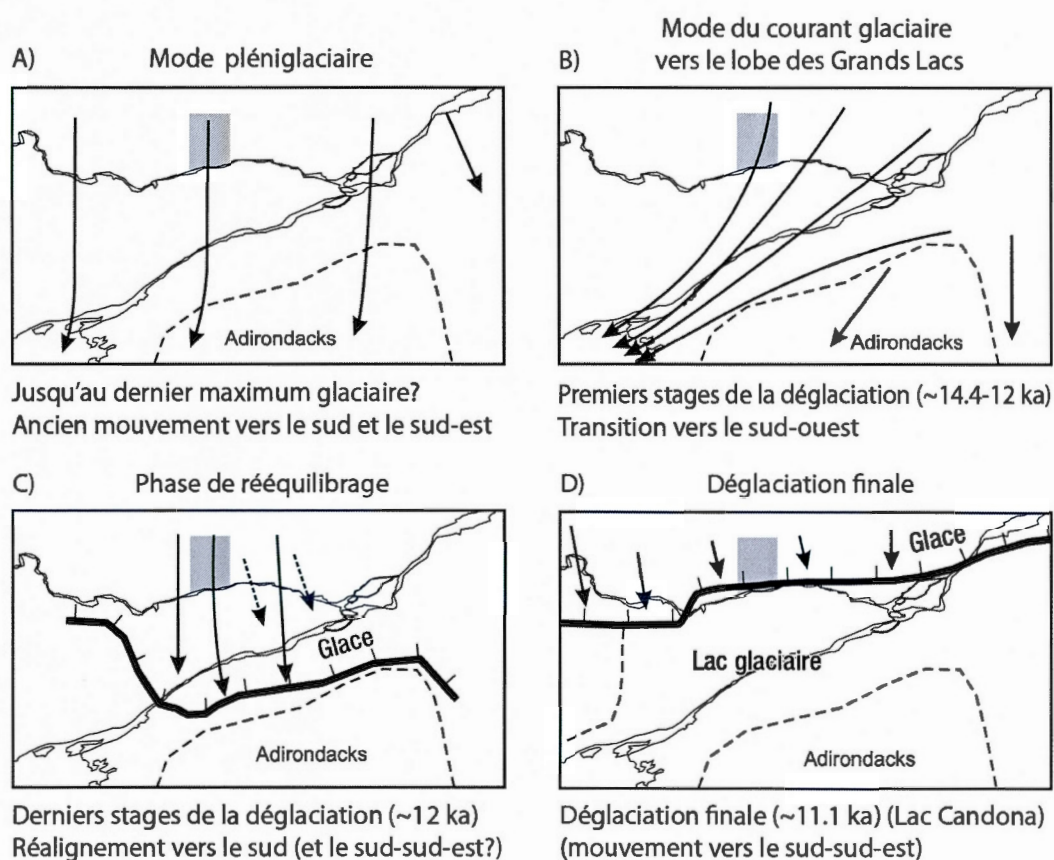
## 5.2 La Glaciation wisconsinienne

### 5.2.1 Maximum glaciaire

Le dernier maximum glaciaire fût atteint peu avant 21 300 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (25,5 ka cal.) : l'Inlandsis laurentidien recouvrait alors le Québec et s'étendait jusqu'à Long Island, dans l'État de New-York (Dyke, 2004). Selon Dyke (2004), l'épaisseur des glaces dans le sud du Québec devait être d'environ 3 km. C'est tout au long de cette phase pléniglaciaire que s'est déposée la nappe de till sur le Bouclier canadien, principalement dans les dépressions du socle rocheux (annexe C ; figure 4.19). Les sédiments glaciaires de la région sont contemporains au till de Gentilly des basses terres du Saint-Laurent (Anderson *et al.*, 1990; Lamothe, 1989). Occhietti (1989) estime que l'écoulement de l'époque devait se faire vers le sud et le sud-est, à partir du centre de dispersion du dôme du Labrador. Cette hypothèse est soutenue par le mouvement pléniglaciaire vers le sud décrit par Ross (2004), alors que les glaces en provenance du dôme du Labrador étaient suffisamment épaisses pour franchir la barrière topographique des Adirondacks qui se trouve à la frontière sud-ouest du Québec (figure 5.1a). Certaines des stries N-S observées dans la région d'étude pourraient dater de cette époque. En ce qui concerne le mouvement E-O (entre  $090^{\circ}$ - $270^{\circ}$  et  $125^{\circ}$ - $305^{\circ}$ ) de direction inconnue, Caron (2007), qui l'a observé dans la région de Mont-Laurier, avance qu'il aurait précédé le mouvement pléniglaciaire vers le sud. D'autres lectures d'orientation E-O ont également été recensées en Outaouais, le long de la vallée de la Gatineau, d'Ottawa jusqu'au réservoir Baskatong (Dubois-Verret, en cours). Ce mouvement



pourrait être relié à l'englaciation du Wisconsinien inférieur. Veillette *et al.* (1999) et Veillette (2004) rapportent un mouvement ancien vers le NO en Abitibi lors de l'expansion des glaces dans les hautes terres de Charlevoix. À la latitude de l'Outaouais, cette avancée pourrait correspondre à un mouvement E-O.



**Figure 5.1** Évolution de l'écoulement glaciaire dans la vallée de l'Outaouais et la haute vallée du Saint-Laurent (dates  $^{14}\text{C}$  B.P.); zone d'étude en grisé; modifié de Ross (2004).

### 5.2.2 Début du retrait glaciaire

La figure 5.2 illustre le modèle de déglaciation et de l'évolution des bassins marins et lacustres élaboré par Dyke (2004) pour le sud du Québec tandis que la figure 5.3 compare ce modèle à la chronologie révisée de la déglaciation des basses terres du Saint-Laurent de Occhietti et Richard (2003). Cette dernière comprend notamment la correction des datations  $^{14}\text{C}$  de coquilles marines liées à l'effet réservoir. Puisqu'elle aborde la plupart des événements associés à la déglaciation de notre secteur, nous référerons surtout aux travaux de Occhietti et Richard (2003) pour la reconstitution paléogéographique.

En Amérique du Nord, le début de l'amincissement et du retrait de la marge glaciaire remonte à 16 500 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (19,7 ka cal.) (Dyke, 2004). Le retrait des glaces entre la moraine terminale et le sud du Québec a dû s'effectuer en environ 4500 ans (figure 5.2a; Dyke, 2004). La fonte des glaces a également engendré un amincissement de la calotte glaciaire. Ce faisant, les glaces ne parvinrent plus à franchir le contrefort appalachien. Il s'opéra alors un changement de la direction de l'écoulement glaciaire vers le bassin des Grands Lacs, vers le sud-ouest (figure 5.1b). Ce mouvement de convergence a touché la haute vallée du Saint-Laurent et la vallée de l'Outaouais; il correspond à la phase Tardiglaciaire de courant glaciaire vers le lobe des Grands Lacs, le courant du lobe Ontario décrit par Ross (2004). On estime que les microformes et macroformes d'orientation NE-SO observées dans la région d'étude sont associées à cet événement.

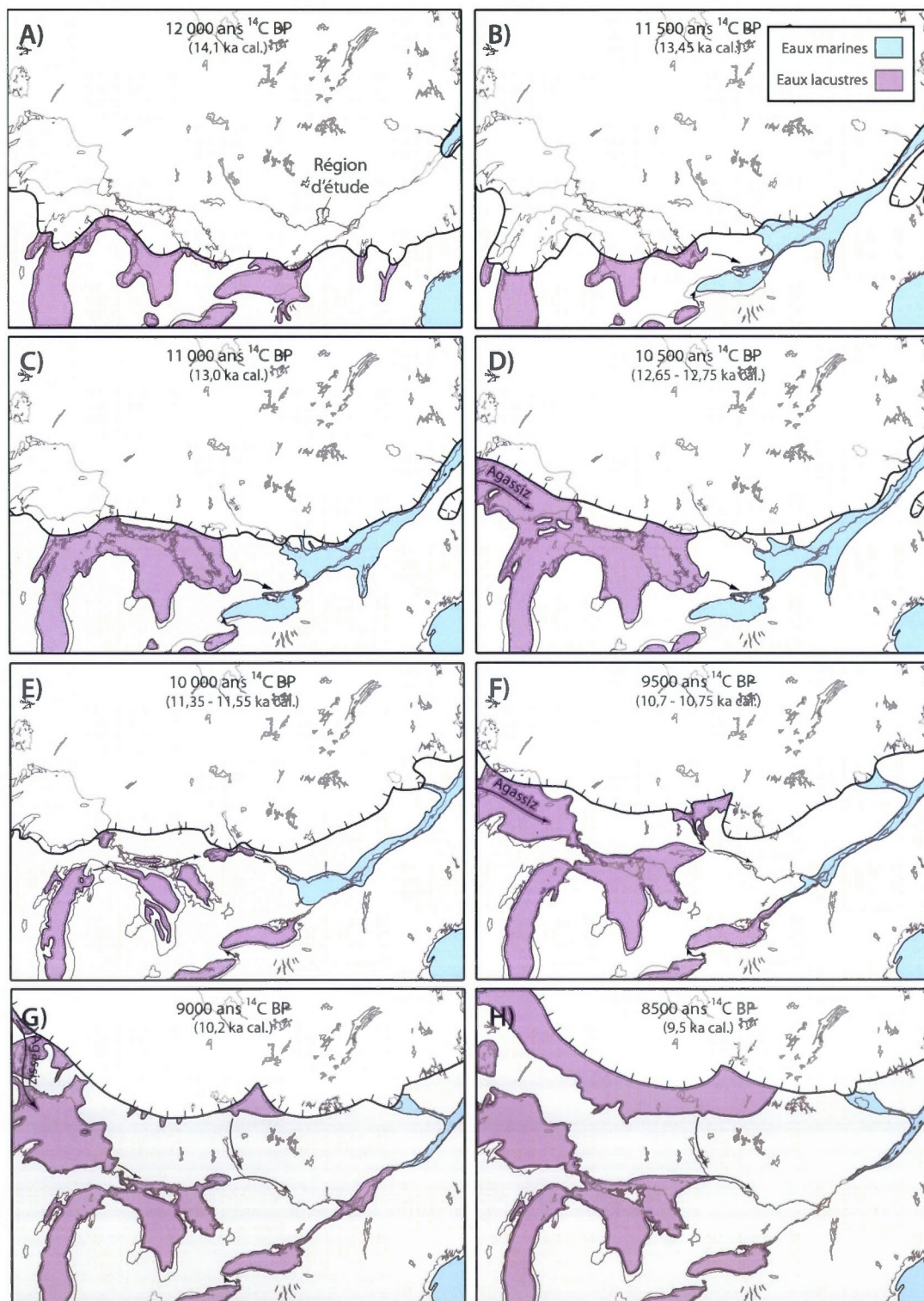
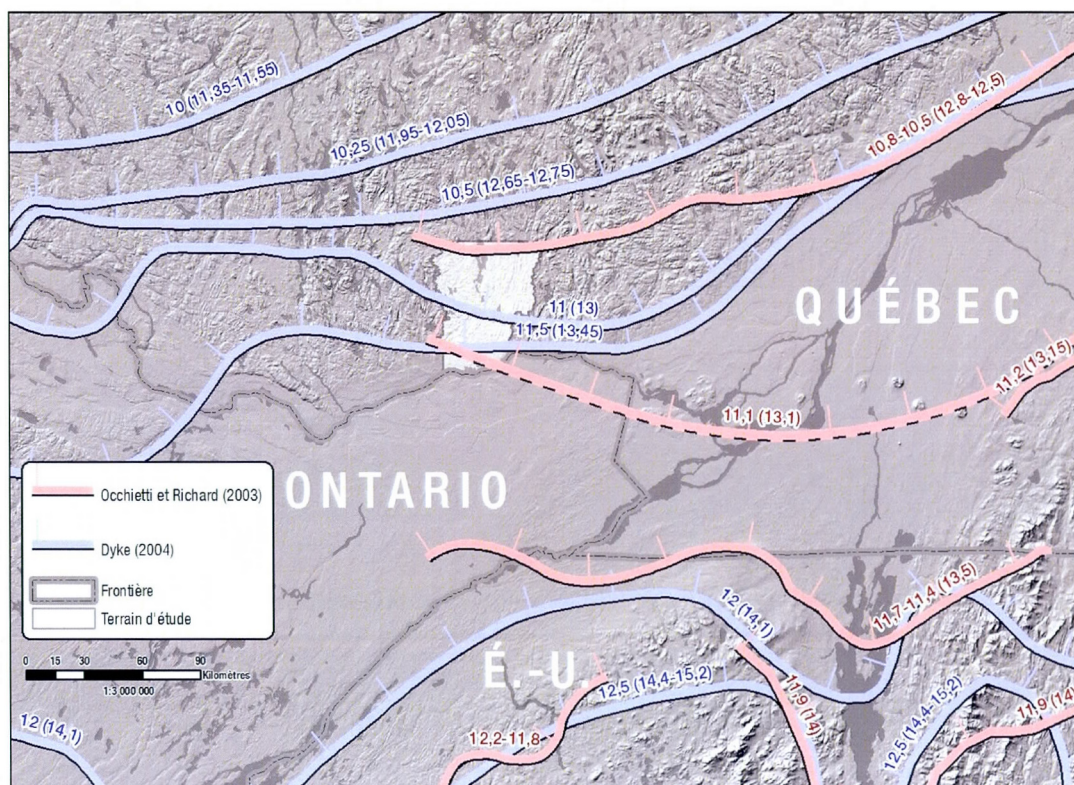


Figure 5.2 Modèle de déglaciation de l'Amérique du Nord et de vidange des Grands Lacs glaciaires de Dyke (2004)





**Figure 5.3** Évolution du retrait de l'Inlandsis laurentidien en milliers d'années (ka)  $^{14}\text{C}$  B.P. et en ka cal. (entre parenthèses) dans le sud du Québec; fronts suggérés par Dyke (2004) et chronologie révisée par Occhietti et Richard (2003).

Selon Occhietti et Richard (2003), le recul des glaces aurait atteint la frontière sud du Québec vers  $11\,500 \pm 150$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (13,5 ka cal.) (figure 5.3). Cette position est représentée par la Moraine de la Frontière, au sud-est du Mont-Mégantic (Parent et Occhetti, 1999). Une série de lacs d'obturation glaciaire se formèrent alors dans les vallées des Appalaches (Parent et Occhietti, 1999) et dans la dépression du lac Ontario et de la vallée du lac Champlain (Parent et Occhietti, 1988). Ces paléolacs ont évolué vers le nord à mesure que le front glaciaire libérait de nouveaux exutoires. Selon Occhietti et Richard (2003), la marge glaciaire occupé le piémont appalachien vers  $11\,200 \pm 150$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (13,15 ka cal.), à la position définie par la Moraine d'Ulverton-Tingwick (figure 5.3).

À ce stade-ci, le retrait glaciaire fut suffisamment avancé pour engendrer un rééquilibrage de l'écoulement vers le sud et le sud-sud-est (figure 5.1c), ce qui marque la fin du courant glaciaire

vers les Grands Lacs, un phénomène qui aurait été le résultat de l'effet de barrière causée par la rugosité plus élevée du socle rocheux près de l'arche de Frontenac (Ross, 2004). Ce retour vers un écoulement dirigé vers le sud est présent dans l'inventaire des microformes d'érosion de la région étudiée; il est appuyé par la majorité de nos chronologies relatives observées qui indiquent une évolution des écoulements glaciaire dans le sens antihoraire, du sud-ouest vers le sud. Les variations vers le sud-est sont également sans doute liées à cet épisode. La transition finale d'un mouvement NE-SO vers NO-SE a également été évoquée par Allard (1977) dans la région de Gatineau-Buckingham, par Caron (2007) dans la région de Mont-Laurier et par Veillette (2004) dans la province du Grenville, notamment dans la région entre Mont-Laurier et l'Abitibi. Cependant, dans notre région, seule une chronologie relative implique le mouvement NO-SE et elle indique que celui-ci précède le mouvement vers le sud. Un inventaire plus détaillé des microformes d'érosion dans notre secteur pourrait permettre de résoudre cette anomalie.

La période qui a suivi correspond au début de la déglaciation des basses terres du Saint-Laurent, laquelle a permis l'extension des eaux glaciolacustres jusqu'alors bloquées par la glace dans les étroites vallées appalachiennes. On assista alors à l'épisode glaciolacustre du Lac glaciaire Candona.

### 5.2.3 Le Lac glaciaire Candona

Bien que la partie sud des basses terres du Saint-Laurent ait été partiellement dégagée des glaces, dans la région de Québec, l'Inlandsis laurentidien, via le lobe de la Saint-Maurice, demeurait en contact avec un culot de glaces mortes dans les Appalaches, la masse résiduelle des Bois-Francs (Parent et Occhietti, 1988). Ce faisant, les glaces occupaient toujours la vallée du Saint-Laurent près de Québec, empêchant l'écoulement normal des eaux de fonte vers l'Atlantique (Parent et Occhietti, 1988). Durant cette période, la déglaciation de la partie occidentale de la vallée du Saint-Laurent était très avancée avant l'invasion marine (Occhietti et Richard, 2003). Le Québec méridional et le sud-est de l'Ontario connurent alors un épisode glaciolacustre préchamplainien : le Lac glaciaire Candona (figure 5.1d), un lac produit par la coalescence des Lacs glaciaires



Iroquois (bassin du lac Ontario), Vermont (bassin du lac Champlain) et Memphrémagog (bassin du lac Memphrémagog actuel) (Parent et Occhietti, 1988). De courte durée, il débuta peu avant la mise en place de la Moraine d'Ulverton-Tingwick et subsista jusqu'à  $11\,100 \pm 100$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (13,1 ka cal.; Occhietti et Richard, 2003). Le niveau du Lac Candona devait être de 190 à 230 m, soit de 30 à 50 m plus élevé par rapport aux niveaux de la Mer de Champlain (Parent et Occhietti, 1999). Il a couvert une superficie d'environ 30 000 km<sup>2</sup> (Occhietti et Richard, 2003).

La déglaciation des basses terres du Saint-Laurent s'est poursuivie assez rapidement de sorte que le détroit de Québec a été dégagé des glaces vers  $11\,100 \pm$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (13,1 ka cal.) (Occhietti et Richard, 2003). La glace fut alors suffisamment mince à la hauteur de Québec pour permettre aux eaux douces de cheminer vers l'Atlantique, puis aux eaux marines d'envahir les basses terres du Saint-Laurent (Occhietti *et al.*, 2004). Il s'agit de la fin de l'épisode du Lac glaciaire Candona et de la transition vers un environnement d'eaux marines salées. La transition a dû s'effectuer dans une très courte période de temps, de l'ordre d'une année (Occhietti et Richard, 2003). Concernant les impacts de la vidange de Candona, Occhietti et Richard (2003) concluent « [qu'il] est tentant d'associer le déversement du Lac Candona au bref épisode froid de la fin de l'Allerød, l'épisode de Killarney (Levesque *et al.*, 1993) ou, moins probablement au début du Dryas récent ». Dans leurs travaux, Rayburn *et al.* (2011) et Cronin *et al.* (2011) arrivent à des conclusions similaires et estiment l'âge de cette transition à 13,2-12,9 ka cal, soit au début du Dryas récent.

En ce qui concerne l'extension du Lac glaciaire Candona dans la vallée de l'Outaouais, quelques preuves régionales de l'existence d'une phase lacustre ont été documentées : des rythmites ou des sédiments varvés sous les argiles marines (Gadd, 1986; Naldrett, 1988a; Prest, 1970); des ostracodes d'eau douce dans des sédiments laminés, parfois jusqu'au nord d'Ottawa (Anderson *et al.*, 1985; Naldrett, 1988b; Rodrigues, 1992); une décroissance de la salinité des sédiments fins à la base des forages de Plaisance et Treadwell (Torrance, 1988). Dans leurs travaux, Dadswell (1974), Naldrett (1988a), Rodrigues (1992) et Rodrigues et Vilks (1994) ont suggéré des extensions probables jusqu'aux latitudes de la région d'étude. Les figures présentées par Ross



(2004; figure 5.1d) et par Occhietti *et al.* (2011) semblent également démontrer une extension au nord de la rivière des Outaouais. D'après ces travaux, le Lac glaciaire Candona aurait recouvert la haute vallée du Saint-Laurent ainsi qu'une portion de la vallée de l'Outaouais.

Cependant, l'influence du Lac Candona au niveau du territoire étudié demeure toutefois difficile à évaluer. Nous ne disposons d'aucune nouvelle donnée faunique ou stratigraphique pour renforcer l'hypothèse d'une extension jusque dans la vallée de la Petite-Nation. De plus, en considérant l'hypothèse voulant que la nappe d'eau ait baissé de 30 à 50 m lors de la vidange (Occhietti et Richard, 2003), il n'existe pas de différences majeures entre les niveaux maximaux des sédiments d'origine aquatique (marine ou lacustre) du sud avec ceux du nord, ce qui aurait pu autrement se justifier par la présence du bassin lacustre élevé et de la baisse subite des eaux suite à sa vidange vers l'Atlantique. Au contraire, comme nous le verrons dans la prochaine section, l'altitude maximale des sédiments marins est constante et semble démontrer l'existence d'un seul plan d'eau pour l'ensemble de la zone d'étude. Si cet épisode a bel et bien touché notre région, elle ne touche vraisemblablement qu'une étroite bande du sud du territoire (nous aborderons l'hypothèse de la formation d'édifices fluvioglaciaires au sein d'un environnement lacustre dans la section 5.2.6), elle fût sans doute très brève et accompagnée d'une faible sédimentation, diminuant ainsi les chances de préservation.

#### 5.2.4 La Mer de Champlain

Occhietti et Richard (2003) estiment le début de l'épisode marin dans les basses terres du Saint-Laurent suite au déversement du Lac Candona et à l'invasion des eaux salines de la Mer de Goldthwait à  $11\,100 \pm 100$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (13,1 ka cal.). Ces données sont en accord avec les datations obtenues par Rodrigues (1988) qui situe le début de la Mer de Champlain en Outaouais à 11 400 - 11 000 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (13,2 - 12,8 ka cal.). Les limites diachroniques de cette mer vont du détroit de Québec à l'est (Parent et Occhietti, 1988) jusqu'à Mattawa dans la haute vallée de l'Outaouais à l'ouest (Barnett, 1988), des Adirondacks et de la vallée du lac Champlain au sud jusqu'au piémont laurentidien au nord, avec plusieurs rentrants dans les basses vallées du

sud du Bouclier canadien (figure 5.4). L'étendue du domaine champlainien a été estimée à 150 000 km<sup>2</sup> par Hillaire-Marcel (1974a).

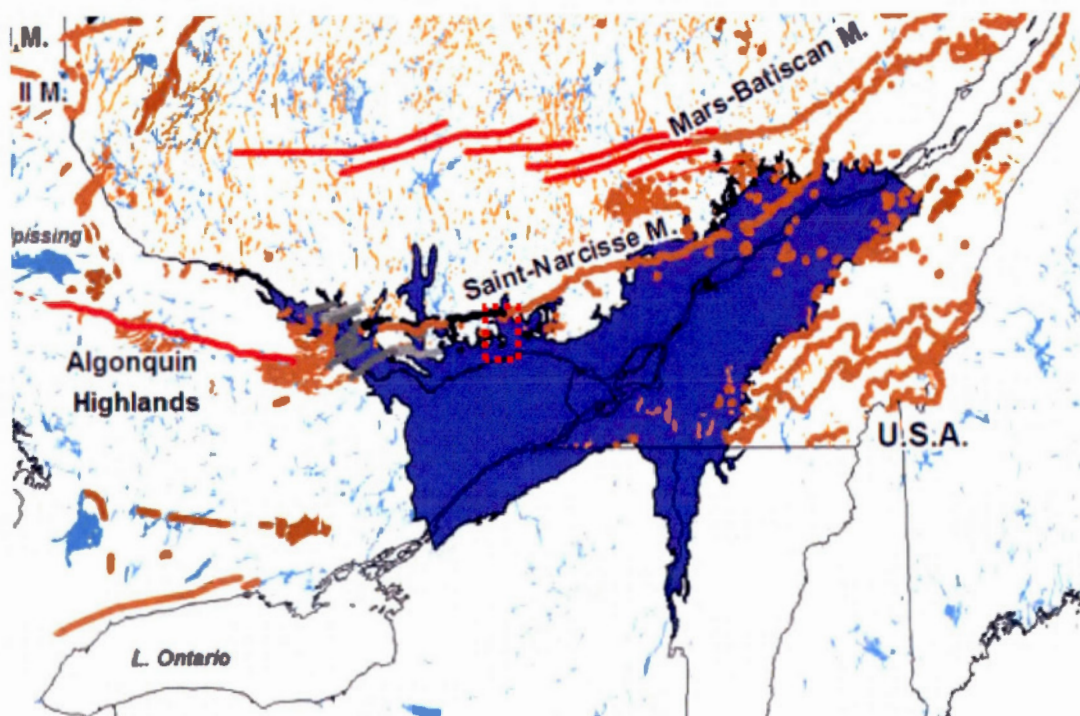


Figure 5.4 Limites diachroniques de la Mer de Champlain selon Occhietti *et al.* (2011); zone d'étude en tiretés rouge; altitude maximale à environ 232 m dans le secteur à l'étude; les lignes orangées et rouges correspondent aux principales moraines marquant le retrait glaciaire.

En Outaouais, l'invasion a progressé vers le nord au rythme du retrait glaciaire au sein des terres isostatiquement déprimées de la vallée de la Petite-Nation (Parent et Occhietti, 1988). L'enfoncement isostatique maximal vers la fin de la déglaciation devait être d'environ 180 à 230 m dans la vallée de l'Outaouais (Andrews, 1970; Fulton et Richard, 1987). Les récents travaux de Tarasov (2004) l'estiment à environ 150 m vers 13 ka cal. dans la région de Montréal. Les eaux marines ont donc ennoyé toute la basse vallée jusqu'au nord du lac Simon (Parent et Occhietti, 1988). On y retrouve des dépôts associés à l'épisode champlainien partout où l'altitude est inférieure à 232 m (figure 4.19). Cette hypothèse du niveau maximal est appuyée par la présence d'un delta glaciomarin près du lac Viceroy, au sud-ouest de Chénéville, à environ 232 m



(Milette *et al.*, 2012), ainsi que par deux deltas-kames à 227 m identifiés à l'ouest de Saint-André-Avellin et au sud-ouest de Saint-Sixte. Ces niveaux sont supérieurs à ceux présentés dans les travaux de Richard (1980). Ce dernier identifie un niveau maximal de terrasse marine à 210 m dans notre secteur alors qu'Allard (1977) parle d'un maximum à au moins 221 m (peut-être jusqu'à 228 m) dans la région de Gatineau-Buckingham. Elles sont cependant en accord avec les estimations de Rodrigues (1988) qui estime le niveau marin à 235 m dans la basse vallée de l'Outaouais. Elles sont également proches de ceux proposés par Prichonnet (1977) à 251 m pour les vallées de la Rouge, du Nord, Ouareau et l'Assomption, par Gadd (1987) à 250 m près d'Arundel et par Bolduc et Ross (2001) à 250 m près de Lachute.

Comme on l'a observé dans notre secteur, Dyke *et al.* (2005) mentionnent que les altitudes marines dans la vallée du Saint-Laurent sont particulièrement élevées ce qui indique une invasion précoce des eaux dans des terres fortement déprimées, donc un retrait rapide des glaces. Selon plusieurs auteurs (Dyke, 2004; Occhietti et Richard, 2003; Prichonnet, 1977; Ross *et al.*, 2006), le retrait glaciaire s'est effectué très rapidement dans la vallée du Saint-Laurent, probablement sous l'influence des eaux marines. Il est estimé à 200 m/an  $^{14}\text{C}$  avant l'invasion marine et à un taux minimal de 250 m/an  $^{14}\text{C}$  à la marge sud des Laurentides, peu avant l'épisode de la halte de Saint-Narcisse (Occhietti et Richard, 2003). Sous la limite marine, les sédiments glaciaires ont généralement été remaniés par l'action des vagues lors de l'exondation du territoire.

Au sujet du relèvement isostatique suite à la disparition des glaces, Hillaire-Marcel (1974b) mentionne qu'il n'a sans doute jamais été constant, mais qu'il aurait plutôt varié dans le temps selon la position et le taux de retrait de l'Inlandsis. Ainsi, durant les premiers stades de la Mer de Champlain jusqu'aux événements de la halte de Saint-Narcisse, la halte aurait ralenti la remontée du continent de sorte que la région au nord-ouest de Montréal a enregistré un retard par rapport à l'ensemble du bassin champlainien : elle n'était que de 45 mm/an au début de la Mer de Champlain alors que la moyenne était de 70 mm/an pour l'ensemble des Basses terres du Saint-Laurent (figure 5.5). À cette époque, le gauchissement isostatique a été estimé à 0,6 m/km vers le nord par MacPherson (1967) pour la région de Montréal, devenant légèrement plus prononcé à



proximité du Bouclier canadien. À l'aide de données d'élévation sur des fossiles datés, Fulton et Richard (1987) ont calculé un gauchissement de 0,5 m/km vers le nord pour l'Outaouais. À la lumière de ces travaux et à défaut de nouvelles données permettant de raffiner le modèle pour le secteur, le taux de 0,6 m/km durant les premiers instants de la déglaciation orienté vers le nord semble une donnée fiable.

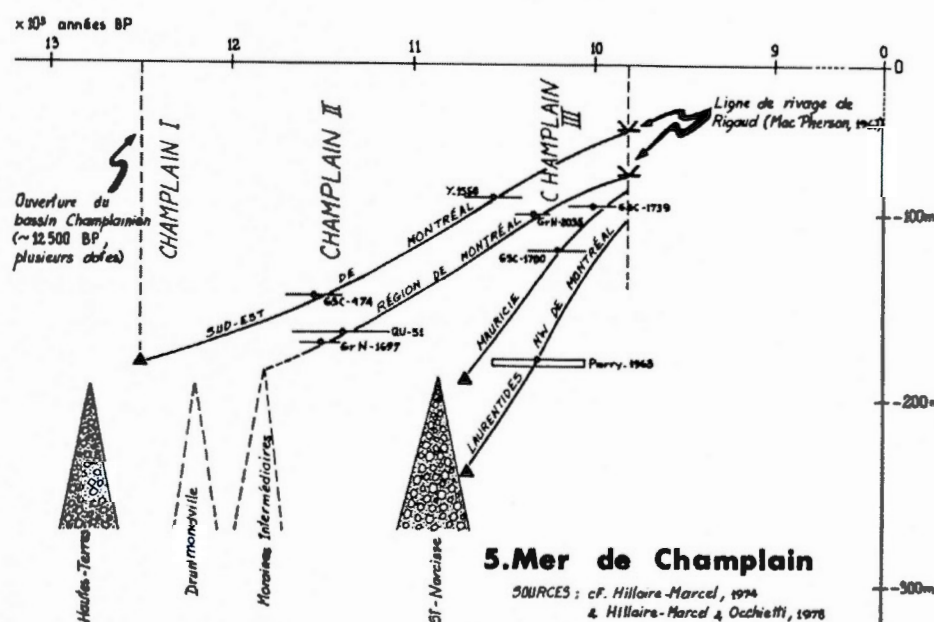
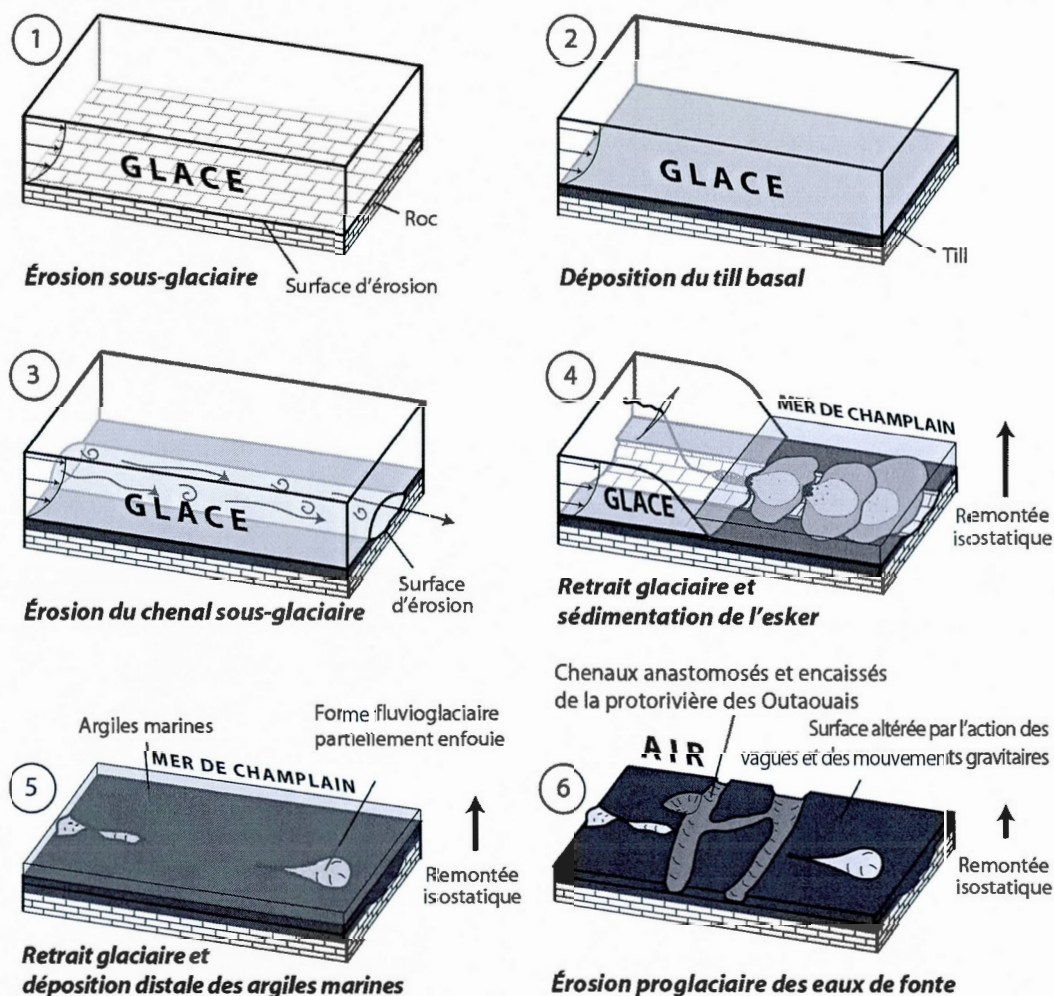


Figure 5.5 Courbes d'émersion des basses terres du Saint-Laurent au cours de l'épisode champlainien illustrant le retard du rajustement isostatique au nord-ouest de Montréal (Hillaire-Marcel, 1979).

La présence des eaux de la Mer de Champlain au contact de marge glaciaire a eu une influence sur la sédimentation, notamment à la sortie des conduits d'eau de fonte sous-glaciaires. Ainsi, on observe à plusieurs endroits dans la vallée de la Petite-Nation des accumulations ponctuelles de sédiments fluvioglaciaires d'épandage subaquatique partiellement ou complètement enfouies sous les sédiments marins (figure 4.19). Elles sont généralement associées à des chenaux d'eau de fonte et des eskers et constituent des témoins d'une transition entre un environnement fluvioglaciaire constitué de graviers vers un environnement marin profond de sédiments fins. Ce mode de sédimentation d'abord documenté par Rust et Romanelli (1975) dans la région d'Ottawa a été

recensé à maints endroits par Sharpe (1988) dans le bassin champlainien à l'ouest de Montréal. La figure 5.6 illustre l'environnement de formation des cônes d'épandage subaquatique à la sortie d'un chenal sous-glaciaire, tels qu'ils se présentent dans notre région ainsi que leur évolution. Lorsque la sédimentation à la sortie des chenaux sous-glaciaire ou intraglacière est telle que la surface d'accumulation atteint celle du plan d'eau, un delta peut se former au front de la glace (delta-kame), à l'exemple de celui de la gravière Deschamps ou de la gravière Guertin.

Les séquences prélevées par forages démontrent que le taux de sédimentation dans le bassin ouest était extrêmement élevé, allant de 30 à 50 m/siècle, voire peut-être davantage (Gadd, 1986; Ross *et al.*, 2001; Scott, 2003). Cela serait dû à l'apport important des eaux de fonte chargées de sédiments sur la rive nord du bassin (Gadd, 1987). Ces affirmations justifient les importantes accumulations de sédiments dans les fonds de la vallée de la Petite-Nation révélées par nos coupes stratigraphiques, lesquelles montrent jusqu'à plus de 100 m d'épaisseur de sédiments, principalement des sédiments d'eau profonde (silto-argileux). On retrouve les argiles marines jusqu'à une altitude maximale de 205 m près du lac Simon, soit environ 30 m plus bas que la limite marine. Cette donnée est conforme aux estimations de Pagé (1977; 20 m sous la limite marine) et Richard (1980; 20 à 25 m). L'altitude des argiles marines constitue ainsi une indication supplémentaire d'un niveau marin maximal plus élevé dans ce secteur. Plus près de la limite marine, les sédiments fins font place à des sables littoraux et deltaïques, dont l'altitude atteint jusqu'à 232 m pour le delta du lac Viceroy (Milette *et al.*, 2012).



**Figure 5.6** Schéma synthèse des séquences de déposition glaciaires et postglaciaires dans la vallée de la Petite-Nation : 1) érosion glaciaire du socle rocheux; 2) déposition basale du till; 3) formation d'un esker; 4) formation d'un complexe fluvioglaciaire subaquatique et début de la remontée isostatique; 5) enfouissement des sédiments fluvioglaciaires par des argiles marines et exondation des terres; 6) érosion et chenalisation des sédiments en place (modifiée de Cummings *et al.*, 2011).

### 5.2.5 Vidange des lacs proglaciaires par la vallée du Saint-Laurent

Dès le début de la déglaciation et tout au long du retrait glaciaire, d'importants lacs glaciaires se sont formés dans la région des Grands Lacs, au front de l'Inlandsis laurentidien. Ces lacs proglaciaires sont à l'origine d'épisodes de décharge via différents bassins hydrographiques nord-



américains : via la rivière Mississippi, la rivière Hudson, la baie d'Hudson, l'océan Arctique et, dans le cas qui nous intéresse, le fleuve Saint-Laurent (Clark *et al.*, 2001; Dyke, 2004; Lewis et Anderson, 1989).

Selon Lewis et Anderson (1989), à partir de 11 200 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (13,2 ka cal.; figure 5.2c), les eaux du Lac Algonquin (par l'exutoire de Kirkfield) puis celles du Lac Agassiz vers 10 900 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (12,7 ka cal.; figure 5.2d; phase principale Algonquin) se sont déversés par l'axe des Grands Lacs puis par la haute vallée du fleuve Saint-Laurent vers les basses terres du Saint-Laurent, d'abord dans le Lac glaciaire Candona, puis dans la Mer de Champlain. Cette vidange catastrophique du Lac Agassiz aurait déversé dans la Mer de Champlain de 1600 km<sup>3</sup> à 9500 km<sup>3</sup> d'eaux douces en un an ou moins (Teller *et al.*, 2002).

Bien que la vallée de l'Outaouais ne fût pas directement touchée par cet influx (l'amont de la vallée elle était toujours obstruée par les glaces, voir figure 5.2c-d), il semble que l'apport d'eaux douces aurait tout de même eu un impact sur l'évolution de l'environnement marin des basses terres. À ce propos, la chronologie proposée par Occhietti et Richard (2003), qui est en accord avec celle de Lewis et Anderson (1989), met en évidence le synchronisme des premières phases des déversements des Lacs Algonquin, puis Agassiz, de la formation du Lac glaciaire Candona, puis du début de la Mer de Champlain. Ces événements se sont succédé en peu de temps, entre 11 300 et 10 900 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (13,1 à 12,7 ka cal.), soit sur environ 250 années. Occhietti et Richard (2003) évoquent donc la possibilité que cet apport important en eaux de fonte par la vallée du Saint-Laurent ait été responsable du débordement et de la vidange de Candona vers l'Atlantique.

Plusieurs auteurs estiment qu'il existe également une relation entre la vidange des Lacs Algonquin (phase Kirkfield) et Agassiz (phase principale Algonquin) et le refroidissement du Dryas récent (Rodrigues et Vilks, 1994; Rayburn *et al.*, 2011; Teller *et al.*, 2002). Ces vidanges pourraient être associées aux épisodes de refroidissement climatique ayant mené à la formation du complexe morainique de Saint-Narcisse dans le Québec méridional. S'appuyant sur des analyses de la

salinité et de la teneur en isotopes d'oxygène ( $^{18}\text{O}$ ), Cronin *et al.* (2011) soutiennent, notamment, que l'influence de ces apports d'eau douce sur la nappe d'eau champlainienne a été à la fois rapide (quelques jours) et intense (les eaux salines auraient été entièrement chassées des basses terres), mais que les conditions marines se seraient rétablies en peu de temps (quelques semaines). Notons tout de même que les causes et conséquences du Dryas récent demeurent à ce jour un sujet controversé (Van Hoesel *et al.*, 2014). Les récentes reconstitutions (Teller, 2013) suggèrent que l'exutoire du Saint-Laurent n'aurait peut-être pas été actif au cours de cet intervalle, mais qu'il a vraisemblablement été actif à un moment ou un autre de la déglaciation.

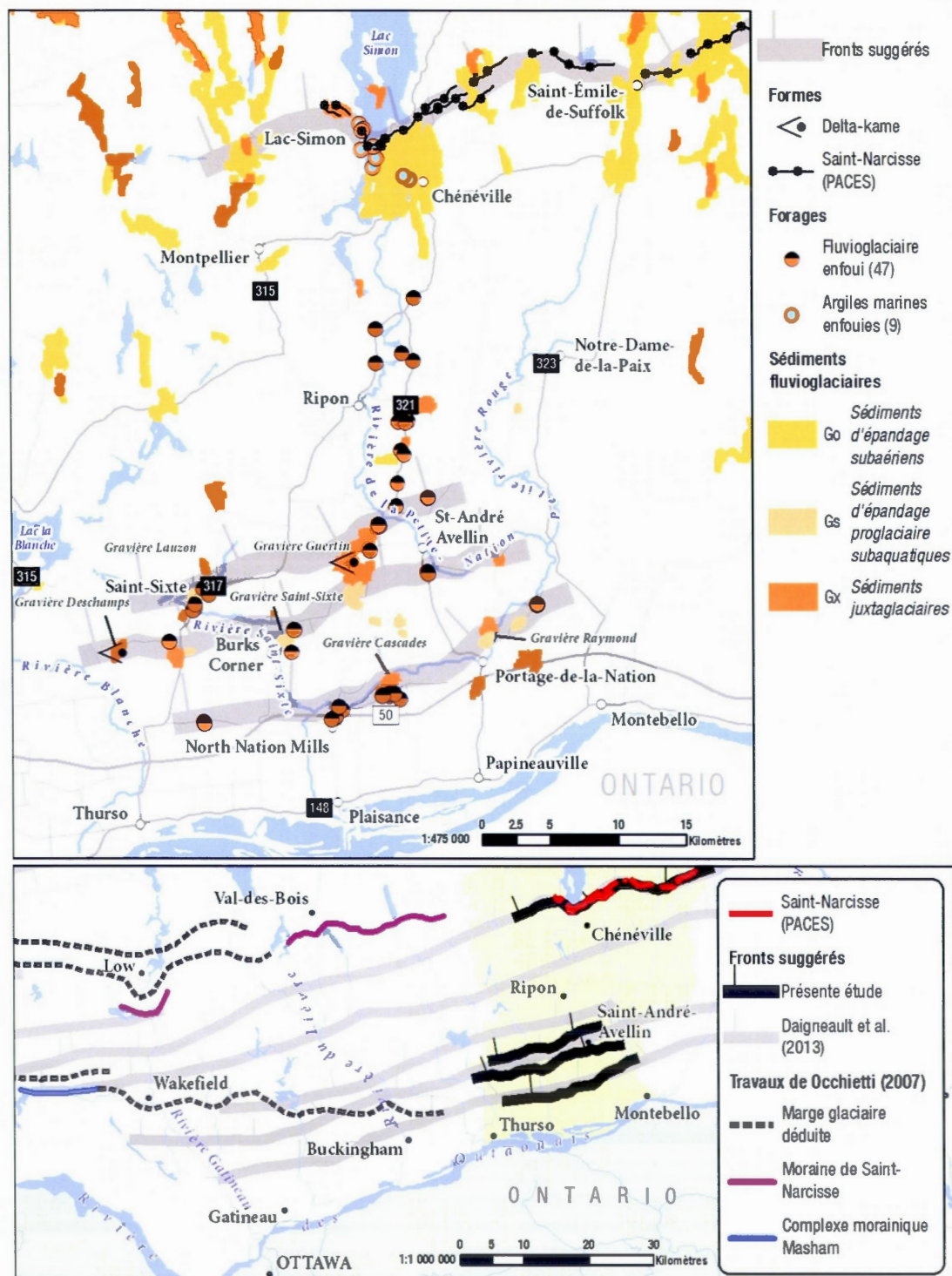
#### 5.2.6 Complexe morainique de Saint-Narcisse

Le complexe morainique de Saint-Narcisse est associé à un intervalle de fluctuations climatiques qui remonte à la fin de l'épisode climatique chaud de l'Allerød et au début du refroidissement subséquent du Dryas récent (Lasalle et Shilts, 1993; Occhietti, 2007). Occhietti (2007) associe de nombreuses formes de contact glaciaire au Dryas récent et il présente une chronologie concomitante de certaines régions du Québec méridional, dont le secteur entre le lac Simon et la haute vallée de l'Outaouais (tableau 5.1). Les dates suggérées proviennent de la datation au carbone de coquilles marines, en âges corrigées. Dans la région, il présente deux fronts morainiques : le plus au sud est situé entre Wakefield et le secteur au nord de Buckingham et est associé à l'épisode de la Moraine de Masham (11 000 à 10 700 ans  $^{14}\text{C}$  B.P.; 12,9 à 12,6 ka cal.) tandis que l'autre est situé environ 20 km plus au nord entre Low et Chénéville et correspond à la Moraine de Saint-Narcisse (10 700 à 10 300 ans  $^{14}\text{C}$  B.P.; 12,8 à 12,3 ka cal.; figure 5.7). La Moraine de Masham pourrait être la conséquence de la dégradation brève et intense du climat qui aurait eu lieu à la fin de l'Allerød, l'oscillation de Killarney, qui aurait persisté entre 11 160 et 10 910 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (13,1 à 12,8 ka cal.) (Levesque *et al.*, 1993; Occhietti et Richard, 2003). Pour la phase principale du complexe morainique de Saint-Narcisse, Occhietti (2007) suggère qu'elle aurait duré environ 250 ans.

**Tableau 5.1** Chronologie des événements associés à l'épisode de la halte de Saint-Narcisse (Occhietti, 2007).

Épisode de Saint-Narcisse et phases du Dryas récent	Intervalle d'âge (cal. ka B.P.)	Intervalle de durée (cal. ans B.P.)	Intervalle d'âge ( $^{14}\text{C}$ B.P.)	Événements associés – secteur rectiligne du lobe de Gatineau (du lac Simon jusqu'à la haute vallée de l'Outaouais)
Moraine de Mars-Batiscan	11,6 - 11,4	30	10 200 - 10 000	Front glaciaire est-ouest (Simard et al. 2003).
Retrait glaciaire lent	12,3 - 11,4	700-900	10 500 - 10 000	Retrait glaciaire lent (100-140 mm/an) sur 70 km.
Crêtes tardives (récentes)	12,6 - 12,2	100-170	10 500 - 10 250	Plaine d'épandage.
Phase principale	12,8 - 12,3	200-250	10 700 - 10 300	Crêtes et formes de glace stagnante.
Stabilisation et réavancée	12,8 - 12,5	50-150	10 800 - 10 500	Moraine de Masham : formes récentes.
Retrait glaciaire	12,9 - 12,6	100-200	11 000 - 10 700	Moraine de Masham : formes anciennes de marge glaciaire (Allard, 1977).
Début de l'invasion marine	13,1 - 12,9		11 100 - 10 900	Invasion de la Mer de Champlain





*Les formations fluvioglaciaires du secteur sud (Saint-André-Avellin)*

Les formations fluvioglaciaires constituent d'excellents indicateurs de la position de la marge glaciaire lors de son retrait et, comme nous l'avons mentionné, elles sont bien présentes au sein de la vallée de la Petite-Nation (annexe C). Au sud, elles sont représentées par des buttes d'épandage subaquatique et deltas-kames et, au nord, par les crêtes morainiques associées à la halte de Saint-Narcisse (figure 5.7). À partir de nos observations sur l'agencement spatiale des formations fluvioglaciaires superficielles et des séquences enfouies identifiées par forages, nous suggérons quatre positions de la marge glaciaire : trois au sud, distancées de 5 km l'une de l'autre, et une environ 25 km plus au nord qui correspond à la Moraine de Saint-Narcisse tel que définie par Occhietti (2007; figure 5.7).

Dans la région, les travaux d'Occhietti (2007) ont suggéré des corrélations pour les moraines de Masham et de Saint-Narcisse à partir des travaux de Robert (2001), laquelle se base notamment sur une photo-interprétation à grande échelle (1:15 000) de crêtes morainiques de largeur métrique (figure 5.7). Robert (2001) suggère un isochrone d'orientation E-O du lac Simon jusqu'aux fronts morainiques de Barnett (1988) dans la haute vallée de l'Outaouais, près de Isles-aux-Allumettes. D'ailleurs, on remarque à la figure 5.7 que le tracé de la Moraine de Masham suggéré par Occhietti (2007) se trouve sensiblement à la même latitude que le premier front glaciaire que nous avançons et qui comprend notamment les formations fluvioglaciaires des gravières Cascade et Raymond. Ainsi, en tenant compte de l'hypothèse d'une marge glaciaire d'orientation E-O, notre premier front pourrait être contemporain à la Moraine de Masham plus à l'ouest.

Cependant, les derniers travaux de terrain et de cartographie en Outaouais menés par l'UQAM dans le cadre du PACES n'ont pas permis d'identifier des preuves géomorphologiques ou sédimentologiques convaincantes de la présence de ces crêtes morainiques de largeur métrique. À l'échelle de la vallée de la Petite-Nation, les fronts proposés semblent plutôt indiquer une orientation ENE-OSO de la marge glaciaire. Daigneault *et al.* (2013) et Dubois-Verret (en cours), en se basant sur les formes juxtaglaciaires et les écoulements glaciaires tardifs présents en

Outaouais, arrivent à des conclusions similaires pour l'ensemble de la région entre le lac Simon et la haute vallée des Outaouais. Ils proposent plusieurs positions de la marge glaciaire orientées ENE-OSO qui précèdent la halte de Saint-Narcisse (figure 5.7). En tenant compte de la nouvelle interprétation du front, la Moraine de Masham semble correspondre à l'extension vers l'ouest de la Moraine de Saint-Narcisse, suggérant que les deux tronçons seraient synchrones. Se basant sur ces hypothèses, on estime donc que, pour notre secteur, les fronts identifiés au sud de la Moraine de Saint-Narcisse sont vraisemblablement antérieurs à la Moraine de Masham. Cette séquence de moraines témoigne également du retrait d'un front glaciaire actif, lequel aurait pu être amorcé durant le réchauffement associé à l'Alleröd et à ses fluctuations intrinsèques, période qui précède le Dryas récent.

Conséquemment, dans l'éventualité où le Lac Candona ait atteint nos latitudes, les formations fluvioglaciaires que l'on retrouve dans le sud de la vallée de la Petite-Nation pourraient bien avoir été édifiées dans un milieu lacustre, hypothèse également formulée par Daigneault *et al.* (2013). La chronologie de Occhietti et Richard (2003) suggère que la fin de Candona et l'invasion marine sont survenues à  $11\,100 \pm 100$  ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (13,15-13 ka cal.), soit 100 ans avant le début de l'épisode de Masham (11 000 à 10 700 ans  $^{14}\text{C}$  B.P.; 12,9 à 12,6 ka cal.; Occhietti, 2007). À un taux de 200 à 250 m/an (Occhietti et Richard, 2003), cette période de 100 ans représente un retrait des glaces de l'ordre de 20 à 25 km, soit une estimation qui concorde avec la distance entre les fronts suggérés au sud et la position de la Moraine de Saint-Narcisse au nord (25 km). Ainsi, si les fronts suggérés correspondent à des positions antérieures à Masham, ils pourraient être associés à la phase précoce de la Mer de Champlain, voire même à la phase tardive du Lac glaciaire Candona.

Ces accumulations de sédiments fluvioglaciaires identifiées au sud étaient alimentées par des eaux de fontes sous-glaciaires, tel que le suggère aujourd'hui l'alignement d'amas granulaires isolés d'orientation nord-sud enfouis sous les sédiments marins (figure 5.7). En effet, ces dépôts que l'on observe le long de la rivière de la Petite-Nation et près de Saint-Sixte semblent soutenir l'hypothèse de la présence d'eskers. D'ailleurs, dans un contexte similaire, une série d'eskers



enfouis et de cônes d'épandage subaquatique ont été identifiés à partir d'une campagne de forages en Ontario, directement au sud de notre région (Cummings *et al.*, 2011).

*Les formations fluvioglaciaires du Secteur nord (Lac Simon)*

Suite à la mise en place des sédiments le long des trois fronts glaciaires proposés plus au sud, la marge glaciaire a ensuite poursuivi son retrait jusqu'à la position la plus au sud de la Moraine de Saint-Narcisse. Dans notre secteur, elle est représentée par les formations morainiques de Chénéville : une série de tronçons relativement continus qui forment un lobe au sud du lac Simon et qui remontent dans les hautes terres vers le nord-est, en direction du lac des Plages (figure 5.7). Les crêtes près de Chénéville font une dizaine de mètres de hauteur et atteignent un peu plus de 220 m d'altitude. À l'est, le tracé de cette moraine se prolonge au-delà de notre région d'étude, vers la vallée de la Rouge (Lamothe, 1977).

En aval de la moraine, Milette *et al.* (2012) propose la présence d'un épandage proglaciaire subaérien formé à une altitude d'environ 220 m, une configuration semblable à celle observée par Pagé (1977) au sud du lac Noir, à Saint-Jean-de-Matha. En surface, on y observe également des chenaux de fonte et quelques kettles dont la présence indique la proximité de la glace, ce qui écarte vraisemblablement l'hypothèse d'un delta régressif. En amont de la moraine, on note également la présence d'argiles marines à une altitude d'environ 205 m, en contact avec la rive sud-est du lac Simon.

Ces observations ainsi que de la présence dans neuf forages de séquences silto-argileuses vraisemblablement d'origine marine enfouies sous les sédiments fluvioglaciaires d'épandage subaériens de Chénéville (figure 5.7) nécessitent donc une réévaluation de la paléogéographie de ce secteur. Dans un premier temps, les argiles mises en place à 205 m d'altitude au nord de la moraine indiquent que le retrait des glaces a été suivi de l'invasion marine des terres encore enfoncées isostatiquement; la limite marine devait être au moins 20 à 30 m plus haute que les argiles. La Moraine de Saint-Narcisse se serait formée dans un deuxième temps, lors d'une réavancée de la marge glaciaire jusqu'à la position identifiée par le tronçon actuel. La crête

observée à l'exutoire du lac Simon semble être le résultat d'une lobation locale du front causée par la variation de la résistance à l'écoulement de la glace entre la vallée du lac Simon et les hautes terres adjacentes, un phénomène observé dans un contexte similaire par Pagé (1977) en aval du lac Noir. À ce moment, le niveau marin s'étant abaissé grâce au relèvement isostatique, une plaine d'épandage s'est formée au front de la moraine, à une altitude plus basse soit à environ 220 m. Hillaire-Marcel (1974a) estime qu'au nord-ouest de Montréal, le taux de relèvement isostatique est passé de 45 mm/an à 120 mm/an durant une courte période de temps à la fin de l'épisode de Saint-Narcisse. Si l'on considère ces taux, entre 100 et près de 300 ans auraient passé entre le niveau maximal atteint initialement par la mer (niveau du delta du lac Viceroy à 232 m) et la mise en place de la plaine d'épandage de Chénéville ( $\pm 220$  m). Cet intervalle correspondrait donc à la durée de la réavancée de Saint-Narcisse ce qui est en accord avec la durée de la phase principale (200 à 250 ans) suggérée par Occhietti (2007).

Des preuves stratigraphiques impliquant une réavancée auraient également été observées par Occhietti (2007) dans la vallée de la Gatineau, jusqu'à 7 km au sud de la Moraine de Saint-Narcisse. Une réavancée a aussi été documentée par Cummings et Occhietti (2001) à Saint-Nicolas, près de Québec. La Moraine de Saint-Nicolas est datée 10 900 à 10 300 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (12,7 à 11,9 ka cal.); elle pourrait être analogue à la crête morainique du lac Simon. Dans le cadre du PACES du sud-ouest de la Mauricie, Leblanc *et al.* (2013) ont eux aussi observé des séquences marines argileuses directement sous la Moraine de Saint-Narcisse, au sud de Shawinigan. Dans notre cas, aucun forage ne nous a permis de déterminer la présence d'argiles directement sous la moraine.

Le retrait glaciaire a ensuite repris à partir de 10 500 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (12,3 ka cal; Occhietti, 2007), date qui représente le retrait final des glaces dans notre région d'étude.

#### 5.2.7 Fin de la Mer de Champlain

Selon Gadd (1977; 1986), la stratigraphie associée à la Mer de Champlain en Outaouais serait caractérisée par un seul niveau maximal suivi d'une séquence régressive et à laquelle est associée

une migration de l'ouest vers l'est d'un système deltaïque majeur causée par plusieurs phases de relèvement isostatique. En effet, hormis les sédiments marins d'eau profonde, la plupart des dépôts marins cartographiés sont attribuables à cette phase régressive de la Mer de Champlain : on retrouve au sein du terrain d'étude peu de plages ou de deltas édifiés aux altitudes maximales, Cela pourrait indiquer que la mer était en contact direct avec le glacier durant sa phase maximale. Les formations deltaïques que l'on retrouve à 200, 170, 142 et 80 m et qui se prolongent en amont de la vallée jusqu'au lac Simon représentent donc des stades du retrait des eaux marines lors de l'exondation de la vallée de la Petite-Nation (annexe C). En ce qui concerne la durée de ces stades régressifs, les observations terrain et les coupes stratigraphiques ont fait ressortir la faible épaisseur des couches de sédiments associées aux épisodes deltaïques régressifs, entre 5 et 15 mètres environ pour les secteurs centre et sud (figure 4.19), ce qui semble indiquer une exondation rapide du territoire. Au fur et à mesure de l'exondation du territoire, les sédiments sableux ont parfois été remaniés localement en plages, parfois sous forme de cordons littoraux tels qu'on les observe sur le flanc sud du delta qui se trouve au nord-est de North Nation Mills, à environ 120 m d'altitude (annexe C). Le réseau hydrographique prit place au fur et à mesure que les eaux marines se sont retirées. Il incisa les dépôts quaternaires antérieurs et les remania sous forme de dépôts alluviaux et parfois en barres alluviales. À noter que nous ne sommes pas parvenus à identifier la terrasse marine à 107 m identifiée par Lajoie (1999).

À l'échelle des basses terres du Saint-Laurent, l'invasion marine champlainienne a été de courte durée : de l'ordre de 1500 à 1700 ans  $^{14}\text{C}$  d'ouest en est ( $\pm 2500$  ans cal.) (Dionne, 1972; Occhietti et Richard, 2003; Prichonnet, 1977). Occhietti et Richard (2003) affirment que l'épisode champlainien dans les basses terres a pris fin vers 9400 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (10,6 ka cal.) alors que les eaux salines, sous l'influence de la remontée isostatique, ne parvinrent plus à remonter au-delà du détroit de Québec vers les basses terres (Parent et Occhietti, 1988). Pour la vallée de l'Outaouais, Parent et Occhietti (1988) affirment que les eaux peu profondes dans la vallée des Outaouais sont devenues douces vers 10 300 ans  $^{14}\text{C}$  (11,9 ka cal.), alors que les eaux plus profondes sont demeurées salées jusqu'à vers 10 000 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (11,5 ka cal.). Rodrigues (1987) propose une transition progressive d'un environnement d'eau saumâtre à douce entre



10 500 et 10 100 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (12,2 à 11,6 ka cal.). Richard (1980) a daté à Aylmer une plage à une élévation de 94 m, mise en place lors des derniers moments de la Mer de Champlain, aux alentours de 10 100  $\pm$  130 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (11,7 ka cal.). À cette hauteur, seule une mince bande de quelques kilomètres le long de la rivière des Outaouais demeurait ennoyée (figure 5.2e). La vallée de l'Outaouais de l'époque devait alors être une zone estuarienne, un lieu de transition des eaux de fonte en amont vers la Mer de Champlain toujours présente de la région de Montréal. Gadd (1976) et Lowdon et Blake (1981) ont répertorié des coquillages d'eau douce (*Lampsilis*) dans les chenaux abandonnés de la prorivière des Outaouais du côté ontarien (le premier à Bourget à 53 m d'altitude, au sud de Thurso et le second à Hawkesbury au sud-ouest de Grenville à 61 m d'altitude). Leurs âges de 10 200  $\pm$  90 et de 10 300  $\pm$  90 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (11,8 et 11,9 ka cal.) fournissent une chronologie minimale de la présence des eaux douces au sein de la vallée. On peut donc estimer que, dans notre secteur, la fin de la présence des eaux salines concorde avec le début de l'Holocène.

Au sein des basses terres, l'entité désignant la masse d'eau douce qui a subsisté suite au retrait de la mer est connue sous l'appellation de Lac à Lampsilis (figure 5.2g) (Elson, 1960; Parent et Occhietti, 1988). Ce plan d'eau aurait existé entre 9500 et 8000 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (10,9 à 9,0 ka cal.) (Ross, 2004). Le niveau de Rigaud de MacPherson (1967) se trouvant entre 60 et 69 m près de Lachute est associé à cette phase lacustre. D'abord daté à 8500 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. par MacPherson (1967), le niveau de Rigaud a été corrigé à 9800 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (11,3 ka cal.) par Parent *et al* (1985). Cependant, en ce qui nous concerne, nous n'avons pu observer aucune évidence stratigraphique ou géomorphologique permettant de se prononcer sur l'extension du Lac à Lampsilis jusque dans la vallée de la Petite-Nation. Dans notre secteur, les indices indiquent plutôt une transition directe d'un milieu marin à un système fluvial primitif d'envergure importante, la prorivière des Outaouais, sans doute alimenté par l'apport important en eaux de fonte en provenance des lacs glaciaires en amont.

### 5.2.8 Vidange des lacs proglaciaires par la vallée de l'Outaouais

Vers 10 000 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. ( $\pm 11,4$  ka cal.), alors que les terres de la vallée de la Petite-Nation étaient majoritairement libérées des eaux marines (figure 5.2e), les glaces se sont retirées de la vallée de Mattawa et ont permis le drainage des eaux du lac Algonquin par la rivière des Outaouais via le lac Nipissing, dans la région de Mattawa, un exutoire rendu possible grâce à l'enfoncement isostatique (Anderson *et al.*, 2001; Breckenridge et Johnson, 2009; Lewis et Anderson, 1989) (figure 5.2e). Celles du Lac Agassiz étant alors bloquées par la poussée d'un lobe glaciaire au niveau du lac Supérieur (figure 5.2e), elles reprirent leur cours vers la vallée de l'Outaouais, par le lac Nipissing, à partir de 9400 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. ( $\pm 10,6$  ka cal.) (figure 5.2f).

Le surplus d'eau de fonte des lacs glaciaires Barlow au Témiscamingue et Ojibway en Abitibi se serait déversé vers le sud par la rivière des Outaouais de 10 000 ans  $^{14}\text{C}$  jusqu'à 8600 ans  $^{14}\text{C}$  (11,4 à 9,5 ka cal; figure 5.2f, g, et h) (Lewis et Anderson, 1989) et même possiblement jusqu'à 7700 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. ( $\pm 8,4$  ka cal.; Leverington *et al.*, 2002). Selon Veillette (1994), le lac Barlow-Ojibway se serait drainé vers le sud durant au moins 2100 ans, à un débit moyen de  $946 \text{ km}^3/\text{an}$  durant les derniers 1000 à 1500 ans de son existence. Lewis et Anderson (1989), pour leur part, ont estimé que le débit maximum probable des eaux circulant par la vallée de Mattawa vers l'Outaouais entre 9600 et 8300 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (11 et 9,3 ka cal.) devait être considérable, de l'ordre de  $200\,000 \text{ m}^3/\text{sec}$ . Même lorsque les épisodes glaciolacustres majeurs ont pris fin, cette vallée a continué à drainer les eaux en provenance des Grands Lacs à l'ouest vers la rivière des Outaouais jusqu'à il y a 4700 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (5,3 ka cal.) (Lewis et Anderson, 1989).

## 5.3 La période postglaciaire

### 5.3.1 La protorivière des Outaouais

MacPherson (1967) a avancé que le niveau de terrasse le plus élevé de la région de Montréal et de la vallée de l'Outaouais (niveau de Rigaud) pourrait être attribuable à un débit exceptionnel suite à la vidange du Lac Barlow-Ojibway. Plus en amont de la rivière, Hanley (1972) arrive à des

conclusions similaires pour le secteur de l'Isle-aux-Allumettes. L'auteur note la faible représentativité des sédiments alluviaux ce qui le mène à croire que l'environnement fluvial qui a suivi la Mer de Champlain devait être d'une grande capacité à éroder les dépôts. Aussi, les niveaux de terrasses observés à l'Isle-aux-Allumettes seraient, selon l'auteur, le résultat d'une combinaison des facteurs du relèvement isostatique, des variations de débit dues aux épisodes de vidanges glaciolacustres et du modelé du socle rocheux.

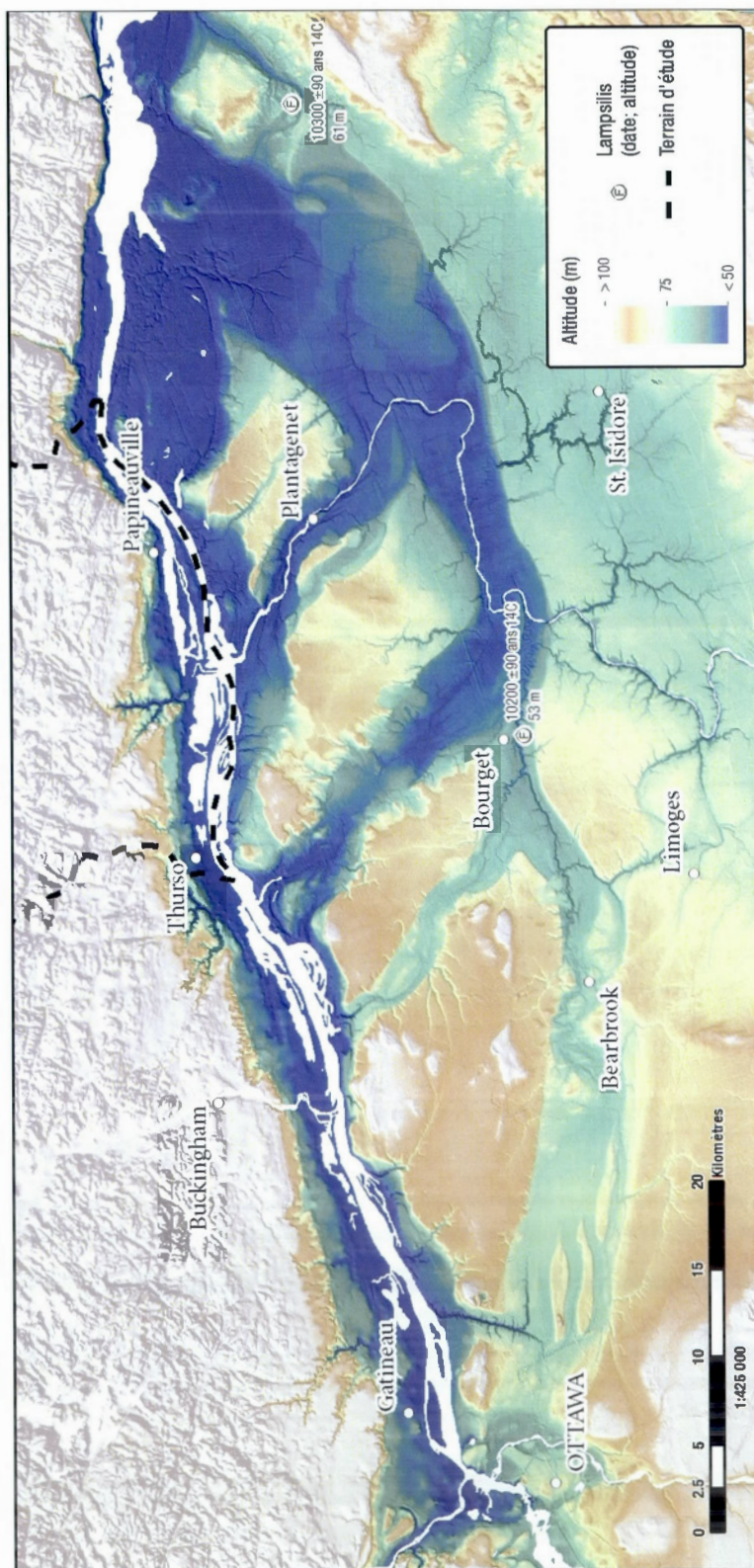
Dans la portion ontarienne de la basse vallée de l'Outaouais, directement au sud du terrain d'étude, de larges chenaux anastomosés abandonnés marquent les anciennes positions de la prorivière des Outaouais. Le modèle numérique d'altitude de la figure 5.8 nous permet de prendre la mesure sur l'ampleur de ces chenaux : ceux-ci font entre 1,5 et 11 km de largeur et ont une profondeur d'environ 25 m (Aylsworth *et al.*, 2000). Suivant l'hypothèse de MacPherson (1967) sur le gauchissement isostatique de la vallée de l'Outaouais durant l'épisode fluvial, nous avons appliqué au modèle de la figure 5.8 un gradient de 0,3 m/km vers le nord. Ceci nous a permis de constater que le chenal le plus élevé (à l'ouest de Plantagenet) est analogue à la plus haute terrasse (80 m) que nous avons cartographiée aux abords de la rivière des Outaouais. Ainsi, nous considérons que la transition régionale vers un système fluvial aurait eu lieu à cette altitude, ce qui est en accord avec les travaux de MacPherson (1967, *in* Hillaire-Marcel, 1974a) qui estime que la terrasse à environ 80 m correspond à la transition vers un système fluvial au nord de Montréal. Les terrasses inférieures à 69 et 50 m sont sans doute également associées aux chenaux anastomosés présents dans la région.

Ainsi, les eaux de la prorivière des Outaouais se sont vidées vers la vallée du Saint-Laurent, d'abord dans les eaux salines de la Mer de Champlain, puis dans le Lac Lampsilis à partir de 9500 ans <sup>14</sup>C BP. En analysant la morphologie des anciens chenaux, Cummings et Russell (2007) ont estimé que jusqu'à 800 000 m<sup>3</sup>/sec se sont écoulés par la basse vallée de l'Outaouais, l'équivalent contemporain du fleuve Amazone. Bien qu'il existe peu d'évidences sédimentologiques ou fauniques de cet apport d'eaux douces dans notre secteur, l'encaissement important des anciens chenaux de la prorivière des Outaouais et les terrasses qui lui sont



associées semblent fournir des indices de cet épisode. En effet, à l'exception du dernier niveau de terrasse (50 m), les sédiments alluviaux associés aux anciens niveaux de la rivière des Outaouais sont pratiquement absents, indiquant qu'il s'agissait davantage d'un milieu fluvial où l'érosion dominait (annexe C). Aussi, les coupes stratigraphiques à proximité de la rivière des Outaouais indiquent une épaisseur de dépôts meubles moins importante que plus au nord, portant à croire qu'un épisode de forte compétence aurait érodé et pris en charge une partie de la couche argileuse (figure 4.19).

Avec le relèvement du continent et la fin des vidanges des Grands Lacs glaciaires, les paléochenaux ont progressivement été abandonnés à partir de 8000 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (9 ka cal.) jusqu'à il y a au moins de 7650 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. à 7100 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (8,6 à 8 ka cal.) (Aylsworth *et al.*, 2000). La rivière des Outaouais aurait atteint son niveau actuel vers 4600 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (5,2 ka cal.) (Fulton et Richard, 1987).



**Figure 5.8** Modèle numérique de terrain de l'est de l'Ontario et du sud-ouest du Québec avec un gauchissement isostatique de 0,3 m/km vers le nord (Hanley, 1972; MacPherson, 1967) illustrant les anciens chenaux anastomosés de la proto-rivière des Outaouais et localisation de spécimens d'eau douce *Lampsilis* de Rodrigues et Richard (1985).

### 5.3.2 Les mouvements gravitaires

Suite à l'exondation des terres, de nombreux glissements de terrain ont affecté les argiles champlainiennes en Outaouais et ce, principalement là où le ravinement a incisé la couche argileuse en place. Bien que la plupart se soient produits à une échelle métrique, certains dépôts de glissement couvrent une superficie de plusieurs kilomètres carrés comme on peut l'observer à la figure 5.8, entre Thurso et Papineauville ou en bordure des anciens chenaux anastomosés de la prorivière des Outaouais. Au sein de la couche argileuse de la presqu'île de Plaisance, on retrouve à plusieurs endroits des dépressions circulaires de taille plurimétrique, parfois occupées par des milieux humides. Ce phénomène a été également attribué à d'anciens glissements de terrain majeurs en bordure de la rivière des Outaouais (Crawford, 1961; Lajoie, 1974; Richard, 1980). À ce sujet, Aylsworth *et al.*, (2000) ont émis l'hypothèse que les zones glissements de grande ampleur en bordure de la rivière de l'Outaouais seraient attribuables à un tremblement de terre majeur qui serait survenu dans la région au début de l'Holocène, vers 7080 ans  $^{14}\text{C}$  B.P. (7,9 ka cal.). Brooks (2013) avance également l'hypothèse d'un glissement de terrain majeur dans la basse vallée de la Gatineau (région de Quyon) qui aurait eu lieu entre 980 et 1060 ans cal. suite à un tremblement de terre important ; certains des glissements dans notre régions pourraient être liés à cet événement.



## CONCLUSION

Ce mémoire avait pour principal objectif de proposer une reconstitution des événements paléogéographiques quaternaires de la vallée de la Petite-Nation. Nous y sommes parvenus à l'aide de la méthode conventionnelle de cartographie des formations superficielles, à laquelle a été combiné un volet de modélisation du sous-sol qui avait pour objectif de révéler l'architecture stratigraphique en profondeur.

La photo-interprétation, les levées de terrain et la cartographie nous ont permis de caractériser la nature et l'origine des formations quaternaires superficielles de la région de Saint-André-Avellin. L'agencement spatial des dépôts est représenté par la carte des formations superficielles de la région de Saint-André-Avellin (031G/11-EST; annexe C). Par rapport aux travaux de cartographie antérieurs (Richard, 1991), elle constitue une révision totale à une échelle plus détaillée (1:50 000), en plus de comprendre une légende plus complète. Ces travaux ont permis la découverte de nouvelles formations fluvioglaciaires, une distinction des formations de till mince et till épais et une meilleure définition de l'origine des dépôts et des formes. En ce qui a trait à l'analyse de l'architecture stratigraphique de sous-surface, nous nous sommes appuyés sur l'interprétation des séquences stratigraphiques relevées par les données de forages. Au total, 20 coupes stratigraphiques issues de l'analyse des forages ont été générées (figure 4.8 à figure 4.18) : elles représentent six unités quaternaires (till, fluvioglaciaire, marin profond, marin peu profond, alluvial et organique). Ces coupes nous ont permis de proposer un modèle lithostratigraphique régional.

Un objectif secondaire du volet de modélisation fut de présenter intégralement la méthode de manière à la rendre accessible et reproductible pour des travaux futurs. Bien qu'elle requière un investissement compte tenu des manipulations impliquant l'utilisateur, l'approche méthodologique

décrite favorise maintenant l'accessibilité à cette démarche, autant du point de vue des logiciels nécessaires que des connaissances requises.

À la lumière de nos travaux, il semble que l'approche combinant la cartographie et la modélisation constitue un outil supplémentaire à l'étude des événements quaternaires. Cette dernière a permis d'identifier des formations géologiques enfouies sous les séquences stratigraphiques sommitales. Elle a favorisé une meilleure caractérisation des dépôts en place et mis à jour des séquences d'argiles enfouies sous la couverture fluvioglaciaire superficielle de Chénéville, indiquant une réavancée locale au sud du lac Simon, lors de l'épisode de la halte de Saint-Narcisse. Plus au sud, la position des séquences fluvioglaciaires enfouies concorde avec l'alignement des formations fluvioglaciaires de la surface ce qui a renforcé l'hypothèse de trois positions du front glaciaire qui ont précédé la mise en place du bourrelet principal de la Moraine de Saint-Narcisse. En nous basant sur les évidences géomorphologiques et sédimentaires issues des travaux du PACES, nous avons suggéré une orientation ENE-OSO de la marge glaciaire. En admettant cette hypothèse, la mise en place de la Moraine de Masham serait contemporaine à la Moraine de Saint-Narcisse. Les fronts au sud seraient donc antérieurs, remontant aux premiers instants de la Mer de Champlain ou même à la fin du Lac glaciaire Candona, un peu avant le Dryas récent. Les travaux effectués nous également permis de préciser l'altitude maximale atteinte par la Mer de Champlain dans la vallée de la Petite-Nation (232 m).

Cette recherche renforce également le scénario régional de la chronologie des écoulements glaciaires. Nous suggérons d'abord l'existence probable d'un mouvement ancien E-O de direction inconnue auquel aurait succédé un mouvement vers le sud au Pléniglaciaire. Par la suite, l'écoulement glaciaire évolua de manière antihoraire, d'abord en direction du sud-ouest vers le lobe du lac Ontario, puis vers le sud. Localement, quelques stries témoignent d'un mouvement vers le sud-est.

Parmi les pistes exploratoires pour les travaux futurs, notons d'abord que les vallées enfouies révélées dans certaines de nos coupes offrent un bon potentiel de conservation de sédiments

anciens. Il serait intéressant de mener une nouvelle campagne de forages aux abords de la rivière des Outaouais à la recherche de preuves fauniques ou stratigraphiques permettant de démontrer l'extension du Lac glaciaire Candona au sein de la vallée de l'Outaouais ou de révéler la présence de sédiments antérieurs à la dernière glaciation et ainsi enrichir le modèle chronostratigraphique régional. Aussi, les nouvelles évidences de l'orientation de la marge lors de l'épisode de fluctuations pré-Saint-Narcisse et Saint-Narcisse devraient faire l'objet de travaux d'interprétation géomorphologique détaillé afin de valider ces hypothèses. Les modèles numériques d'élévation (MNE) produits à partir de données LiDAR fournissent une résolution intéressante pour ce type de travaux (Milette, 2013); ils permettraient sans doute à reconstituer avec plus de précision le tracé de la Moraine de Saint-Narcisse à l'ouest du lac Simon. Finalement, puisque le paysage quaternaire constitue le substrat sur lequel reposent et dépendent non seulement les activités humaines, mais également, par définition, l'ensemble de la biosphère, nous espérons que ces connaissances puissent être utiles à des prises de décisions éclairées dans nos interactions avec le milieu, que ce soit dans la gestion de l'eau ou des risques naturels.



## ANNEXE A

LOCALISATION DES 124 SITES AYANT FAIT L'OBJET DE RELEVÉS DÉTAILLÉS

Annexe A Localisation des 124 sites ayant fait l'objet de relevés détaillés



## ANNEXE B

### EXEMPLE DE GÉOFICHE DÉTAILLÉE ET TABLEAU CODIFIÉ DES CARACTÉRISTIQUES LITHOLOGIQUES



GÉNÉSE		LITHOLOGIE/DESCRIPTION		STRUCTURE LINÉAIRE		STRUCTURE PLANÉAIRE	
<b>Sédiments à lacustrines</b> C1 Ca C2 Ca C3 Ca C4 Ca C5 Ca C6 Ca C7 Ca C8 Ca C9 Ca C10 Ca C11 Ca C12 Ca C13 Ca C14 Ca C15 Ca C16 Ca C17 Ca C18 Ca C19 Ca C20 Ca C21 Ca C22 Ca C23 Ca C24 Ca C25 Ca C26 Ca C27 Ca C28 Ca C29 Ca C30 Ca C31 Ca C32 Ca C33 Ca C34 Ca C35 Ca C36 Ca C37 Ca C38 Ca C39 Ca C40 Ca C41 Ca C42 Ca C43 Ca C44 Ca C45 Ca C46 Ca C47 Ca C48 Ca C49 Ca C50 Ca C51 Ca C52 Ca C53 Ca C54 Ca C55 Ca C56 Ca C57 Ca C58 Ca C59 Ca C60 Ca C61 Ca C62 Ca C63 Ca C64 Ca C65 Ca C66 Ca C67 Ca C68 Ca C69 Ca C70 Ca C71 Ca C72 Ca C73 Ca C74 Ca C75 Ca C76 Ca C77 Ca C78 Ca C79 Ca C80 Ca C81 Ca C82 Ca C83 Ca C84 Ca C85 Ca C86 Ca C87 Ca C88 Ca C89 Ca C90 Ca C91 Ca C92 Ca C93 Ca C94 Ca C95 Ca C96 Ca C97 Ca C98 Ca C99 Ca C100 Ca C101 Ca C102 Ca C103 Ca C104 Ca C105 Ca C106 Ca C107 Ca C108 Ca C109 Ca C110 Ca C111 Ca C112 Ca C113 Ca C114 Ca C115 Ca C116 Ca C117 Ca C118 Ca C119 Ca C120 Ca C121 Ca C122 Ca C123 Ca C124 Ca C125 Ca C126 Ca C127 Ca C128 Ca C129 Ca C130 Ca C131 Ca C132 Ca C133 Ca C134 Ca C135 Ca C136 Ca C137 Ca C138 Ca C139 Ca C140 Ca C141 Ca C142 Ca C143 Ca C144 Ca C145 Ca C146 Ca C147 Ca C148 Ca C149 Ca C150 Ca C151 Ca C152 Ca C153 Ca C154 Ca C155 Ca C156 Ca C157 Ca C158 Ca C159 Ca C160 Ca C161 Ca C162 Ca C163 Ca C164 Ca C165 Ca C166 Ca C167 Ca C168 Ca C169 Ca C170 Ca C171 Ca C172 Ca C173 Ca C174 Ca C175 Ca C176 Ca C177 Ca C178 Ca C179 Ca C180 Ca C181 Ca C182 Ca C183 Ca C184 Ca C185 Ca C186 Ca C187 Ca C188 Ca C189 Ca C190 Ca C191 Ca C192 Ca C193 Ca C194 Ca C195 Ca C196 Ca C197 Ca C198 Ca C199 Ca C200 Ca C201 Ca C202 Ca C203 Ca C204 Ca C205 Ca C206 Ca C207 Ca C208 Ca C209 Ca C210 Ca C211 Ca C212 Ca C213 Ca C214 Ca C215 Ca C216 Ca C217 Ca C218 Ca C219 Ca C220 Ca C221 Ca C222 Ca C223 Ca C224 Ca C225 Ca C226 Ca C227 Ca C228 Ca C229 Ca C230 Ca C231 Ca C232 Ca C233 Ca C234 Ca C235 Ca C236 Ca C237 Ca C238 Ca C239 Ca C240 Ca C241 Ca C242 Ca C243 Ca C244 Ca C245 Ca C246 Ca C247 Ca C248 Ca C249 Ca C250 Ca C251 Ca C252 Ca C253 Ca C254 Ca C255 Ca C256 Ca C257 Ca C258 Ca C259 Ca C260 Ca C261 Ca C262 Ca C263 Ca C264 Ca C265 Ca C266 Ca C267 Ca C268 Ca C269 Ca C270 Ca C271 Ca C272 Ca C273 Ca C274 Ca C275 Ca C276 Ca C277 Ca C278 Ca C279 Ca C280 Ca C281 Ca C282 Ca C283 Ca C284 Ca C285 Ca C286 Ca C287 Ca C288 Ca C289 Ca C290 Ca C291 Ca C292 Ca C293 Ca C294 Ca C295 Ca C296 Ca C297 Ca C298 Ca C299 Ca C300 Ca C301 Ca C302 Ca C303 Ca C304 Ca C305 Ca C306 Ca C307 Ca C308 Ca C309 Ca C310 Ca C311 Ca C312 Ca C313 Ca C314 Ca C315 Ca C316 Ca C317 Ca C318 Ca C319 Ca C320 Ca C321 Ca C322 Ca C323 Ca C324 Ca C325 Ca C326 Ca C327 Ca C328 Ca C329 Ca C330 Ca C331 Ca C332 Ca C333 Ca C334 Ca C335 Ca C336 Ca C337 Ca C338 Ca C339 Ca C340 Ca C341 Ca C342 Ca C343 Ca C344 Ca C345 Ca C346 Ca C347 Ca C348 Ca C349 Ca C350 Ca C351 Ca C352 Ca C353 Ca C354 Ca C355 Ca C356 Ca C357 Ca C358 Ca C359 Ca C360 Ca C361 Ca C362 Ca C363 Ca C364 Ca C365 Ca C366 Ca C367 Ca C368 Ca C369 Ca C370 Ca C371 Ca C372 Ca C373 Ca C374 Ca C375 Ca C376 Ca C377 Ca C378 Ca C379 Ca C380 Ca C381 Ca C382 Ca C383 Ca C384 Ca C385 Ca C386 Ca C387 Ca C388 Ca C389 Ca C390 Ca C391 Ca C392 Ca C393 Ca C394 Ca C395 Ca C396 Ca C397 Ca C398 Ca C399 Ca C400 Ca C401 Ca C402 Ca C403 Ca C404 Ca C405 Ca C406 Ca C407 Ca C408 Ca C409 Ca C410 Ca C411 Ca C412 Ca C413 Ca C414 Ca C415 Ca C416 Ca C417 Ca C418 Ca C419 Ca C420 Ca C421 Ca C422 Ca C423 Ca C424 Ca C425 Ca C426 Ca C427 Ca C428 Ca C429 Ca C430 Ca C431 Ca C432 Ca C433 Ca C434 Ca C435 Ca C436 Ca C437 Ca C438 Ca C439 Ca C440 Ca C441 Ca C442 Ca C443 Ca C444 Ca C445 Ca C446 Ca C447 Ca C448 Ca C449 Ca C450 Ca C451 Ca C452 Ca C453 Ca C454 Ca C455 Ca C456 Ca C457 Ca C458 Ca C459 Ca C460 Ca C461 Ca C462 Ca C463 Ca C464 Ca C465 Ca C466 Ca C467 Ca C468 Ca C469 Ca C470 Ca C471 Ca C472 Ca C473 Ca C474 Ca C475 Ca C476 Ca C477 Ca C478 Ca C479 Ca C480 Ca C481 Ca C482 Ca C483 Ca C484 Ca C485 Ca C486 Ca C487 Ca C488 Ca C489 Ca C490 Ca C491 Ca C492 Ca C493 Ca C494 Ca C495 Ca C496 Ca C497 Ca C498 Ca C499 Ca C500 Ca C501 Ca C502 Ca C503 Ca C504 Ca C505 Ca C506 Ca C507 Ca C508 Ca C509 Ca C510 Ca C511 Ca C512 Ca C513 Ca C514 Ca C515 Ca C516 Ca C517 Ca C518 Ca C519 Ca C520 Ca C521 Ca C522 Ca C523 Ca C524 Ca C525 Ca C526 Ca C527 Ca C528 Ca C529 Ca C530 Ca C531 Ca C532 Ca C533 Ca C534 Ca C535 Ca C536 Ca C537 Ca C538 Ca C539 Ca C540 Ca C541 Ca C542 Ca C543 Ca C544 Ca C545 Ca C546 Ca C547 Ca C548 Ca C549 Ca C550 Ca C551 Ca C552 Ca C553 Ca C554 Ca C555 Ca C556 Ca C557 Ca C558 Ca C559 Ca C560 Ca C561 Ca C562 Ca C563 Ca C564 Ca C565 Ca C566 Ca C567 Ca C568 Ca C569 Ca C570 Ca C571 Ca C572 Ca C573 Ca C574 Ca C575 Ca C576 Ca C577 Ca C578 Ca C579 Ca C580 Ca C581 Ca C582 Ca C583 Ca C584 Ca C585 Ca C586 Ca C587 Ca C588 Ca C589 Ca C590 Ca C591 Ca C592 Ca C593 Ca C594 Ca C595 Ca C596 Ca C597 Ca C598 Ca C599 Ca C600 Ca C601 Ca C602 Ca C603 Ca C604 Ca C605 Ca C606 Ca C607 Ca C608 Ca C609 Ca C610 Ca C611 Ca C612 Ca C613 Ca C614 Ca C615 Ca C616 Ca C617 Ca C618 Ca C619 Ca C620 Ca C621 Ca C622 Ca C623 Ca C624 Ca C625 Ca C626 Ca C627 Ca C628 Ca C629 Ca C630 Ca C631 Ca C632 Ca C633 Ca C634 Ca C635 Ca C636 Ca C637 Ca C638 Ca C639 Ca C640 Ca C641 Ca C642 Ca C643 Ca C644 Ca C645 Ca C646 Ca C647 Ca C648 Ca C649 Ca C650 Ca C651 Ca C652 Ca C653 Ca C654 Ca C655 Ca C656 Ca C657 Ca C658 Ca C659 Ca C660 Ca C661 Ca C662 Ca C663 Ca C664 Ca C665 Ca C666 Ca C667 Ca C668 Ca C669 Ca C670 Ca C671 Ca C672 Ca C673 Ca C674 Ca C675 Ca C676 Ca C677 Ca C678 Ca C679 Ca C680 Ca C681 Ca C682 Ca C683 Ca C684 Ca C685 Ca C686 Ca C687 Ca C688 Ca C689 Ca C690 Ca C691 Ca C692 Ca C693 Ca C694 Ca C695 Ca C696 Ca C697 Ca C698 Ca C699 Ca C700 Ca C701 Ca C702 Ca C703 Ca C704 Ca C705 Ca C706 Ca C707 Ca C708 Ca C709 Ca C710 Ca C711 Ca C712 Ca C713 Ca C714 Ca C715 Ca C716 Ca C717 Ca C718 Ca C719 Ca C720 Ca C721 Ca C722 Ca C723 Ca C724 Ca C725 Ca C726 Ca C727 Ca C728 Ca C729 Ca C730 Ca C731 Ca C732 Ca C733 Ca C734 Ca C735 Ca C736 Ca C737 Ca C738 Ca C739 Ca C740 Ca C741 Ca C742 Ca C743 Ca C744 Ca C745 Ca C746 Ca C747 Ca C748 Ca C749 Ca C750 Ca C751 Ca C752 Ca C753 Ca C754 Ca C755 Ca C756 Ca C757 Ca C758 Ca C759 Ca C760 Ca C761 Ca C762 Ca C763 Ca C764 Ca C765 Ca C766 Ca C767 Ca C768 Ca C769 Ca C770 Ca C771 Ca C772 Ca C773 Ca C774 Ca C775 Ca C776 Ca C777 Ca C778 Ca C779 Ca C780 Ca C781 Ca C782 Ca C783 Ca C784 Ca C785 Ca C786 Ca C787 Ca C788 Ca C789 Ca C790 Ca C791 Ca C792 Ca C793 Ca C794 Ca C795 Ca C796 Ca C797 Ca C798 Ca C799 Ca C800 Ca C801 Ca C802 Ca C803 Ca C804 Ca C805 Ca C806 Ca C807 Ca C808 Ca C809 Ca C810 Ca C811 Ca C812 Ca C813 Ca C814 Ca C815 Ca C816 Ca C817 Ca C818 Ca C819 Ca C820 Ca C821 Ca C822 Ca C823 Ca C824 Ca C825 Ca C826 Ca C827 Ca C828 Ca C829 Ca C830 Ca C831 Ca C832 Ca C833 Ca C834 Ca C835 Ca C836 Ca C837 Ca C838 Ca C839 Ca C840 Ca C841 Ca C842 Ca C843 Ca C844 Ca C845 Ca C846 Ca C847 Ca C848 Ca C849 Ca C850 Ca C851 Ca C852 Ca C853 Ca C854 Ca C855 Ca C856 Ca C857 Ca C858 Ca C859 Ca C860 Ca C861 Ca C862 Ca C863 Ca C864 Ca C865 Ca C866 Ca C867 Ca C868 Ca C869 Ca C870 Ca C871 Ca C872 Ca C873 Ca C874 Ca C875 Ca C876 Ca C877 Ca C878 Ca C879 Ca C880 Ca C881 Ca C882 Ca C883 Ca C884 Ca C885 Ca C886 Ca C887 Ca C888 Ca C889 Ca C890 Ca C891 Ca C892 Ca C893 Ca C894 Ca C895 Ca C896 Ca C897 Ca C898 Ca C899 Ca C900 Ca C901 Ca C902 Ca C903 Ca C904 Ca C905 Ca C906 Ca C907 Ca C908 Ca C909 Ca C910 Ca C911 Ca C912 Ca C913 Ca C914 Ca C915 Ca C916 Ca C917 Ca C918 Ca C919 Ca C920 Ca C921 Ca C922 Ca C923 Ca C924 Ca C925 Ca C926 Ca C927 Ca C928 Ca C929 Ca C930 Ca C931 Ca C932 Ca C933 Ca C934 Ca C935 Ca C936 Ca C937 Ca C938 Ca C939 Ca C940 Ca C941 Ca C942 Ca C943 Ca C944 Ca C945 Ca C946 Ca C947 Ca C948 Ca C949 Ca C950 Ca C951 Ca C952 Ca C953 Ca C954 Ca C955 Ca C956 Ca C957 Ca C958 Ca C959 Ca C960 Ca C961 Ca C962 Ca C963 Ca C964 Ca C965 Ca C966 Ca C967 Ca C968 Ca C969 Ca C970 Ca C971 Ca C972 Ca C973 Ca C974 Ca C975 Ca C976 Ca C977 Ca C978 Ca C979 Ca C980 Ca C981 Ca C982 Ca C983 Ca C984 Ca C985 Ca C986 Ca C987 Ca C988 Ca C989 Ca C990 Ca C991 Ca C992 Ca C993 Ca C994 Ca C995 Ca C996 Ca C997 Ca C998 Ca C999 Ca C1000 Ca C1001 Ca C1002 Ca C1003 Ca C1004 Ca C1005 Ca C1006 Ca C1007 Ca C1008 Ca C1009 Ca C1010 Ca C1011 Ca C1012 Ca C1013 Ca C1014 Ca C1015 Ca C1016 Ca C1017 Ca C1018 Ca C1019 Ca C1020 Ca C1021 Ca C1022 Ca C1023 Ca C1024 Ca C1025 Ca C1026 Ca C1027 Ca C1028 Ca C1029 Ca C1030 Ca C1031 Ca C1032 Ca C1033 Ca C1034 Ca C1035 Ca C1036 Ca C1037 Ca C1038 Ca C1039 Ca C1040 Ca C1041 Ca C1042 Ca C1043 Ca C1044 Ca C1045 Ca C1046 Ca C1047 Ca C1048 Ca C1049 Ca C1050 Ca C1051 Ca C1052 Ca C1053 Ca C1054 Ca C1055 Ca C1056 Ca C1057 Ca C1058 Ca C1059 Ca C1060 Ca C1061 Ca C1062 Ca C1063 Ca C1064 Ca C1065 Ca C1066 Ca C1067 Ca C1068 Ca C1069 Ca C1070 Ca C1071 Ca C1072 Ca C1073 Ca C1074 Ca C1075 Ca C1076 Ca C1077 Ca C1078 Ca C1079 Ca C1080 Ca C1081 Ca C1082 Ca C1083 Ca C1084 Ca C1085 Ca C1086 Ca C1087 Ca C1088 Ca C1089 Ca C1090 Ca C1091 Ca C1092 Ca C1093 Ca C1094 Ca C1095 Ca C1096 Ca C1097 Ca C1098 Ca C1099 Ca C1100 Ca C1101 Ca C1102 Ca C1103 Ca C1104 Ca C1105 Ca C1106 Ca C1107 Ca C1108 Ca C1109 Ca C1110 Ca C1111 Ca C1112 Ca C1113 Ca C1114 Ca C1115 Ca C1116 Ca C1117 Ca C1118 Ca C1119 Ca C1120 Ca C1121 Ca C1122 Ca C1123 Ca C1124 Ca C1125 Ca C1126 Ca C1127 Ca C1128 Ca C1129 Ca C1130 Ca C1131 Ca C1132 Ca C1133 Ca C1134 Ca C1135 Ca C1136 Ca C1137 Ca C1138 Ca C1139 Ca C1140 Ca C1141 Ca C1142 Ca C1143 Ca C1144 Ca C1145 Ca C1146 Ca C1147 Ca C1148 Ca C1149 Ca C1150 Ca C1151 Ca C1152 Ca C1153 Ca C1154 Ca C1155 Ca C1156 Ca C1157 Ca C1158 Ca C1159 Ca C1160 Ca C1161 Ca C1162 Ca C1163 Ca C1164 Ca C1165 Ca C1166 Ca C1167 Ca C1168 Ca C1169 Ca C1170 Ca C1171 Ca C1172 Ca C1173 Ca C1174 Ca C1175 Ca C1176 Ca C1177 Ca C1178 Ca C1179 Ca C1180 Ca C1181 Ca C1182 Ca C1183 Ca C1184 Ca C1185 Ca C1186 Ca C1187 Ca C1188 Ca C1189 Ca C1190 Ca C1191 Ca C1192 Ca C1193 Ca C1194 Ca C1195 Ca C1196 Ca C1197 Ca C1198 Ca C1199 Ca C1200 Ca C1201 Ca C1202 Ca C1203 Ca C1204 Ca C1205 Ca C1206 Ca C1207 Ca C1208 Ca C1209 Ca C1210 Ca C1211 Ca C1212 Ca C1213 Ca C1214 Ca C1215 Ca C1216 Ca C1217 Ca C1218 Ca C1219 Ca C1220 Ca C1221 Ca C1222 Ca C1223 Ca C1224 Ca C1225 Ca C1226 Ca C1227 Ca C1228 Ca C1229 Ca C1230 Ca C1231 Ca C1232 Ca C1233 Ca C1234 Ca C1235 Ca C1236 Ca C1237 Ca C1238 Ca C1239 Ca C1240 Ca C1241 Ca C1242 Ca C1243 Ca C1244 Ca C1245 Ca C1246 Ca C1247 Ca C1248 Ca C1249 Ca C1250 Ca C1251 Ca C1252 Ca C1253 Ca C1254 Ca C1255 Ca C1256 Ca C1257 Ca C1258 Ca C1259 Ca C1260 Ca C1261 Ca C1262 Ca C1263 Ca C1264 Ca C1265 Ca C1266 Ca C1267 Ca C1268 Ca C1269 Ca C1270 Ca C1271 Ca C1272 Ca C1273 Ca C1274 Ca C1275 Ca C1276 Ca C1277 Ca C1278 Ca C1279 Ca C1280 Ca C1281 Ca C1282 Ca C1283 Ca C1284 Ca C1285 Ca C1286 Ca C1287 Ca C1288 Ca C1289 Ca C1290 Ca C1291 Ca C1292 Ca C1293 Ca C1294 Ca C1295 Ca C1296 Ca C1297 Ca C1298 Ca C1299 Ca C1300 Ca C1301 Ca C1302 Ca C1303 Ca C1304 Ca C1305 Ca C1306 Ca C1307 Ca C1308 Ca C1309 Ca C1310 Ca C1311 Ca C1312 Ca C1313 Ca C1314 Ca C1315 Ca C1316 Ca C1317 Ca C1318 Ca C1319 Ca C1320 Ca C1321 Ca C1322 Ca C1323 Ca C1324 Ca C1325 Ca C1326 Ca C1327 Ca C1328 Ca C1329 Ca C1330 Ca C1331 Ca C1332 Ca C1333 Ca C1334 Ca C1335 Ca C1336 Ca C							

[illegible]

ANNEXE C

CARTE GÉOLOGIQUE DES FORMATIONS SUPERFICIELLES – RÉGION DE  
SAINT-ANDRÉ-AVELLIN (031G/11-EST)

[Cette page a été laissée intentionnellement blanche]



## ANNEXE D

### TABLEAU DE RÉSULTAT DE L'ANALYSE GRANULOMÉTRIQUE DES ÉCHANTILLONS

## ANNEXE D

<b>Tc (fond)</b>	<b>% argile</b>	<b>% silt</b>	<b>% sable</b>	<b>Médiane</b>	<b>Écart-type</b>	<b>Kurtosis</b>	<b>Skewness</b>	<b>Moyenne (Mz)</b>
<b>1006A</b>	2.95	27.07	69.97	1.32	1.19	-1.14	0.41	1.63
<b>1008A</b>	4.85	36.32	58.83	1.40	1.06	-0.80	0.45	1.65
<b>1029A</b>	1.96	19.11	78.93	0.62	1.98	1.50	1.60	1.45
<b>1067A</b>	1.63	14.63	83.74	0.71	1.69	-0.79	0.85	1.59
<b>1068A</b>	9.91	29.42	60.67	1.34	1.22	0.17	1.07	1.63
<b>1108A</b>	2.98	19.43	77.59	0.86	1.39	-1.44	0.51	1.56
<b>Moyenne</b>	<b>4.05</b>	<b>24.33</b>	<b>71.62</b>	<b>1.04</b>	<b>1.42</b>	<b>-0.41</b>	<b>0.82</b>	<b>1.58</b>

<b>Tc (ablation)</b>	<b>% argile</b>	<b>% silt</b>	<b>% sable</b>	<b>Médiane</b>	<b>Écart-type</b>	<b>Kurtosis</b>	<b>Skewness</b>	<b>Moyenne (Mz)</b>
<b>1005A</b>	1.02	4.04	94.94	0.21	2.68	0.87	1.57	1.77
<b>1015A</b>	1.65	16.35	82.01	0.76	1.55	-1.54	0.47	1.53
<b>1085A</b>	1.09	9.94	88.97	0.39	1.82	-1.34	0.70	1.63
<b>1090A</b>	2.14	21.83	76.03	1.15	1.35	-1.46	0.39	1.60
<b>1103A</b>	0.96	10.31	88.72	0.42	1.81	-1.35	0.70	1.62
<b>Moyenne</b>	<b>1.37</b>	<b>12.49</b>	<b>86.13</b>	<b>0.59</b>	<b>1.84</b>	<b>-0.97</b>	<b>0.77</b>	<b>1.63</b>

<b>Gx</b>	<b>% argile</b>	<b>% silt</b>	<b>% sable</b>	<b>Médiane</b>	<b>Écart-type</b>	<b>Kurtosis</b>	<b>Skewness</b>	<b>Moyenne (Mz)</b>
<b>1024A</b>	3.34	26.65	70.01	1.37	1.24	0.16	0.97	1.57
<b>1043A</b>	0.13	2.05	97.82	0.14	2.49	-0.11	1.26	1.86

<b>Ma</b>	<b>% argile</b>	<b>% silt</b>	<b>% sable</b>	<b>Médiane</b>	<b>Écart-type</b>	<b>Kurtosis</b>	<b>Skewness</b>	<b>Moyenne (Mz)</b>
<b>1020A</b>	25.24	71.97	2.79	1.44	1.43	-1.43	0.25	1.60
<b>1079B</b>	31.87	67.45	0.68	1.16	1.68	-1.14	0.60	1.68
<b>1093A</b>	34.16	64.80	1.04	1.18	1.70	-1.06	0.64	1.67
<b>1096A</b>	17.88	74.94	7.18	1.74	1.39	-1.56	0.11	1.60
<b>Moyenne</b>	<b>27.29</b>	<b>69.79</b>	<b>2.92</b>	<b>1.38</b>	<b>1.55</b>	<b>-1.30</b>	<b>0.40</b>	<b>1.64</b>

<b>Ma*</b>	<b>% argile</b>	<b>% silt</b>	<b>% sable</b>	<b>Médiane</b>	<b>Écart-type</b>	<b>Kurtosis</b>	<b>Skewness</b>	<b>Moyenne (Mz)</b>
<b>1007A</b>	9.07	64.64	26.29	1.19	0.98	-0.69	0.61	1.57
<b>1052A</b>	12.54	53.79	33.67	1.83	1.52	1.85	1.29	1.42
<b>1054A</b>	10.39	61.27	28.34	1.77	1.05	-0.97	0.22	1.60
<b>Moyenne</b>	<b>10.67</b>	<b>59.90</b>	<b>29.43</b>	<b>1.60</b>	<b>1.18</b>	<b>0.06</b>	<b>0.71</b>	<b>1.53</b>

\* Échantillons de sédiments marins fins prélevés à proximité d'unités de till

<b>Md</b>	<b>% argile</b>	<b>% silt</b>	<b>% sable</b>	<b>Médiane</b>	<b>Écart-type</b>	<b>Kurtosis</b>	<b>Skewness</b>	<b>Moyenne (Mz)</b>
<b>1012A</b>	1.68	7.54	90.78	0.31	2.46	0.86	1.53	1.63
<b>1041A</b>	2.09	13.07	84.84	0.44	2.83	2.25	1.94	1.45
<b>1061A</b>	1.14	6.20	92.65	0.27	3.02	3.01	2.06	1.39
<b>1078A</b>	0.08	1.39	98.53	0.07	3.00	2.22	1.86	1.51
<b>1081A</b>	0.34	1.56	98.10	0.07	2.69	0.95	1.57	1.68
<b>1092A</b>	0.26	0.97	98.77	0.05	2.52	0.18	1.30	1.64
<b>1092B</b>	10.89	33.08	56.03	0.99	2.18	4.52	2.27	0.97
<b>1096B</b>	0.73	6.91	92.36	0.15	3.27	3.24	2.13	1.21
<b>1096C</b>	0.27	1.97	97.77	0.10	2.85	0.60	1.53	1.98
<b>Moyenne</b>	<b>1.94</b>	<b>8.08</b>	<b>89.98</b>	<b>0.27</b>	<b>2.76</b>	<b>1.98</b>	<b>1.80</b>	<b>1.50</b>

<b>Mb</b>	<b>% argile</b>	<b>% silt</b>	<b>% sable</b>	<b>Médiane</b>	<b>Écart-type</b>	<b>Kurtosis</b>	<b>Skewness</b>	<b>Moyenne (Mz)</b>
<b>1025A</b>	0.28	2.51	97.21	0.12	2.48	0.71	1.41	1.51
<b>1028A</b>	0.39	2.88	96.73	0.15	2.43	0.29	1.33	1.55
<b>1046A</b>	0.13	2.00	97.87	0.10	3.32	3.51	2.16	1.59
<b>1091A</b>	0.24	0.83	98.93	0.06	2.63	1.48	1.67	1.46
<b>Moyenne</b>	<b>0.26</b>	<b>2.06</b>	<b>97.69</b>	<b>0.11</b>	<b>2.71</b>	<b>1.50</b>	<b>1.64</b>	<b>1.53</b>

<b>A</b>	<b>% argile</b>	<b>% silt</b>	<b>% sable</b>	<b>Médiane</b>	<b>Écart-type</b>	<b>Kurtosis</b>	<b>Skewness</b>	<b>Moyenne (Mz)</b>
<b>1079A</b>	0.73	6.60	92.67	0.40	2.66	2.44	1.92	1.40
<b>1098A</b>	11.38	71.88	16.74	1.40	1.22	-1.14	0.47	1.61
<b>Moyenne</b>	<b>6.05</b>	<b>39.24</b>	<b>54.71</b>	<b>0.90</b>	<b>1.94</b>	<b>0.65</b>	<b>1.19</b>	<b>1.51</b>



## BIBLIOGRAPHIE

- Allard, M. (1977). *Le rôle de la géomorphologie dans les inventaires bio-physiques : l'exemple de la région Gatineau-Lièvre*. (Thèse de doctorat). Université McGill. Récupéré de [http://digitool.library.mcgill.ca/R/?func=dbin-jump-full&object\\_id=76216&local\\_base=GEN01-MCG02](http://digitool.library.mcgill.ca/R/?func=dbin-jump-full&object_id=76216&local_base=GEN01-MCG02)
- Anderson, T.W. (1988). Late Quaternary pollen stratigraphy of the Ottawa valley - lake Ontario region and its application in dating the Champlain sea. Dans N.R. Gadd (dir.), *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea* (p. 207-224). Ottawa : Geological Association of Canada.
- Anderson, T.W., Lewis, M., et Mott, R. (2001). *AMS-Revised Radiocarbon Ages at Turtle Lake, North Bay-Mattawa area, Ontario : Implications for the Deglacial History of the Great Lakes Region*. Ottawa : 27th annual scientific meeting of the Canadian Geophysical Union jointly with the 58th Eastern Snow Conference, University of Ottawa.
- Anderson, T.W., Matthews, J.V., Mott, R.J. et Richard, S. (1990). The Sangamonian Pointe-Fortune site, Ontario-Quebec border. *Géographie physique et Quaternaire*, 44, 271-287. Récupéré de <http://id.erudit.org/iderudit/032829ar>
- Anderson, T.W., Mott, R.J. et Delorme, L.D. (1985). *Evidence for a pre-Champlain Sea glacial lake phase in Ottawa valley, Ontario, and its implications* (Current Research, Part A. Paper 85-1A). Ottawa : Geological Survey of Canada. Récupéré de [ftp://ftp2.cits.nrcan.gc.ca/pub/geot/ess\\_pubs/120/120018/pa\\_85\\_1a.pdf](ftp://ftp2.cits.nrcan.gc.ca/pub/geot/ess_pubs/120/120018/pa_85_1a.pdf)
- Andrews, J.T. (1970). Present and postglacial rates of uplift for glaciated northern and eastern North America derived from postglacial uplift curves. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 7, 703-715. Récupéré de <http://www.nrcresearchpress.com/doi/pdf/10.1139/e70-069>
- Antevs, E. (1925). *Retreat of the last ice sheet in eastern Canada* (Geological Series, No. 126, Memoir 146). Ottawa : Geological Survey of Canada.
- Aylsworth, J.M., Lawrence, D.E. et Guertin, J. (2000). Did two massive earthquakes in the Holocene induce widespread landsliding and near-surface deformation in part of the Ottawa Valley, Canada? *Geology*, 28, 903-906. Récupéré de <http://geology.gsapubs.org/content/28/10/903.full.pdf>
- Barnett, P.J. (1988). History of the Northwestern Arm of the Champlain Sea. Dans N.R. Gadd (dir.), *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea* (p. 25-36). Ottawa : Geological Association of Canada.
- Béland, R. (1954). *Rapport préliminaire sur la région de Wakefield - Comté de Gatineau*. (DP-461). Québec : Ministère des mines, Service de la carte.

- Bélanger, J.R., Moore, A. et Prigent, A. (1997a). *Carte numérique de la géologie de surface, Arundel, Québec*. [Carte]. Échelle : 1:50 000. Récupéré de [http://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess\\_pubs/209/209113/of\\_3473.zip](http://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess_pubs/209/209113/of_3473.zip)
- Bélanger, J.R., Moore, A. et Prigent, A. (1997b). *Carte numérique de la géologie de surface, Chénéville, Québec*. [Carte]. Échelle : 1:50 000. Récupéré de [http://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess\\_pubs/209/209114/of\\_3474.zip](http://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess_pubs/209/209114/of_3474.zip)
- Bélanger, J.R., Moore, A. et Prigent, A. (1997c). *Carte numérique de la géologie de surface, Thurso, Québec-Ontario*. [Carte]. Échelle : 1:50 000. Récupéré de [http://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess\\_pubs/209/209117/of\\_3477.zip](http://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess_pubs/209/209117/of_3477.zip)
- Boggs, S., Jr. (2006). *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. (4<sup>e</sup> éd.). London : Pearson Education.
- Boisvert, É., Bolduc, A.M., Bourque, É., Fagnan, N., Fortier, R., Girard, F., Larose-Charette, D., Lefebvre, R., Martel, R., Michaud, Y., Paradis, D., Parent, M. et Vigneault, H. (2008). *Guide méthodologique pour la caractérisation régionale des aquifères granulaires*. Québec : Ressources naturelles Canada et INRS. Récupéré de [http://www.mddep.gouv.qc.ca/eau/souterraines/aquiferes/guide\\_granulaires.pdf](http://www.mddep.gouv.qc.ca/eau/souterraines/aquiferes/guide_granulaires.pdf)
- Bolduc, A.M. et Ross, M. (2001). *Géologie des formations superficielles, Lachute-Oka*. [Carte]. Échelle 1:50 000. Ottawa : Commission géologique du Canada. Récupéré de [http://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess\\_pubs/212/212599/gscof\\_3520\\_f\\_2001\\_mn1.pdf](http://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess_pubs/212/212599/gscof_3520_f_2001_mn1.pdf)
- Bostock, H.S. (1972). Subdivisions physiographiques du Canada. Dans Douglas, R.J.W. et L.P. Tremblay (dir.), *Géologie et ressources minérales du Canada : partie A (chapitres I à VII)* (5<sup>e</sup> éd., p. 12-34). Ottawa : Commission géologique du Canada.
- Breckenridge, A., et Johnson, T.C. (2009). Paleohydrology of the upper Laurentian Great Lakes from the late glacial to early Holocene. *Quaternary Research*, 71(3), 397-408. Récupéré de <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0033589409000076>
- Broecker, W.S., Kennett, J.P., Flower, B.P., Teller, J.T., Trumbore, S., Bonani, G. et Wolfli, W. (1989). Routing of meltwater from the Laurentide Ice Sheet during the Younger Dryas cold episode. *Nature*, 341, 318-321.
- Brooks, G.R. (2013). A massive sensitive clay landslide, Quyon Valley, southwestern Quebec, Canada, and evidence for a paleoearthquake triggering mechanism. *Quaternary Research*, 80(3), 425-434.
- Caron, O. (2007). *Le quaternaire de la région de Mont-Laurier (Québec) : cartographie, sédimentologie et paléogéographie*. (Mémoire de maîtrise). Université du Québec à Montréal. Récupéré de <http://www.archipel.uqam.ca/1699/>
- Caron, O. (2012). *Synthèse et modèle cartographique 3D des dépôts quaternaires pour les bassins-versants des rivières Chaudière et Saint-François : Géochronologie, sédimentologie et*



- paléogéographie wisconsinienne du sud du Québec*. (Thèse de doctorat). Université du Québec à Montréal.
- Castagnac, C., Truffert, C., Bourguine, B. et Courrioux, G. (2011). French Geological Survey (Bureau de Recherches Géologiques et Minières) : Multiple Software Packages for Addressing Geological Complexities. Dans R.C. Berg, S.J. Mathers, H. Kessler et D.A. Keefer (dir.), *Synopsis of Current Three-dimensional Geological Mapping and Modeling in Geological Survey Organizations* (p. 42-47). Champaign : Illinois State Geological Survey / British Geological Survey. Récupéré de <http://library.isgs.uiuc.edu/Pubs/pdfs/circulars/c578.pdf>
- Chang, K.-T. (2008). *Introduction to GIS*. (4<sup>e</sup> éd.). Ann Arbor : McGraw-Hill Higher Education.
- Chapman, D.H. et Putnam, D.F. (1966). *The Physiography of Southern Ontario*. Toronto : Les Presses de l'Université de Toronto.
- Chapman, L.J. et Putnam, D.F. (1984). *The physiography of southern Ontario*. (3<sup>e</sup> éd.). Toronto : Ontario Geological Survey.
- Clark, P. et Karrow, P.F. (1984). Late Pleistocene water bodies in the St. Lawrence Lowland, New York, and regional correlations. *Geological Society of America Bulletin*, 95(7), 805-813. [http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1984\)95<805](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1984)95<805)
- Clark, P.U., Marshall, S.J., Clarke, G.K.C., Hostetler, S.W., Licciardi, J.M. et Teller, J.T. (2001). Freshwater forcing of abrupt climate change during the last glaciation. *Science*, 293, 283-287. Récupéré de <http://www.sciencemag.org/content/293/5528/283.full.pdf>
- Crawford, C.B. (1961). Engineering studies of Leda clay. Dans R. Legget (dir.), *Soils in Canada : Geological, Pedological and Engineering Studies* (Special publications, No. 3, p. 200-217). Ottawa : Royal Society of Canada.
- Cronin, T.M., Manley, P.L., Brachfeld, S., Manley, T.O., Willard, D.A., Guilbault, J.P., Rayburn, J.A., Thunell, R. et Berke, m. (2008). Impacts of post-glacial lake drainage events and revised chronology of the Champlain Sea episode 13–9 ka. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 262, 46-60. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.02.001>
- Cronin, T.M., Rayburn, J.A., Guilbault, J.P., Thunell, R. et Franz, D.A. (2011). Stable isotope evidence for glacial lake drainage through the St. Lawrence Estuary, eastern Canada, ~13.1–12.9 ka. *Quaternary International*, XXX, 1-11. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2011.08.041>
- Cummings, D.I., Gorrell, G., Guilbault, J.-P., Hunter, J. a., Logan, C., Ponomarenko, D., Pugin, A.J.-M., Pullan, S.E., Russell, H.A.J. et Sharpe, D.R. (2011). Sequence stratigraphy of a glaciated basin fill, with a focus on esker sedimentation. *Geological Society of America Bulletin*, 123(7-8), 1478-1496.
- Cummings, D.I. et Occhietti, S., (2001). Late Wisconsinan sedimentation in the Québec City region, Canada : Evidence for subaqueous fan deposition during initial deglaciation. *Géographie physique et Quaternaire*, 55, 257-273.



- Cummings, D.I. et Russell, H.A.J. (2007). *The Vars-Winchester esker aquifer, South Nation River watershed, Ontario: CANQUA Fieldtrip, June 6, 2007*. (Open File 5624). Ottawa : Geological Survey of Canada. Récupéré de [http://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess\\_pubs/224/224424/of\\_5624.pdf](http://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess_pubs/224/224424/of_5624.pdf)
- Dadswell, M.J. (1974). Distribution, ecology and postglacial dispersal of certain crustaceans and fishes in eastern North America. *Zoology*, 11, 110 pages.
- Dahl, R. (1965). Plastically sculptured detail forms on rock surfaces in northern Nordland, Norway. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*, 47(2), 83-140. Récupéré de <http://www.jstor.org/stable/520957>
- Daigneault, R.-A. et Occhietti, S. (2006). Les moraines du massif Algonquin, Ontario, au début du Dryas récent, et corrélation avec la Moraine de Saint-Narcisse. *Géographie physique et Quaternaire*, 60(2), 103-118. Récupéré de <http://www.erudit.org/revue/gpq/2006/v60/n2/016823ar.html>
- Daigneault, R.-A., Roy, M., Lamothe, M., Milette, S., Dubois-Verret, M., Hurtubise, M.-A. et Lamarche, O. (2013). *Deglaciation Pattern in the Outaouais Region, Southwestern Québec*. Actes du colloque organisé par la Canadian Quaternary Association (CANQUA) au mois d'août 2013 à Edmonton.
- Davidson, A. (1998). An Overview of Grenville Province Geology, Canadian Shield. Dans S.B. Lucas et M.R. St-Onge (dir.), *Geology of the Precambrian Superior and Grenville Provinces and Precambrian Fossils in North America* (Geology of Canada, no. 7). Ottawa : Geological Survey of Canada.
- Delage, M. et Gangloff, P. (2007). Façonnement du modelé drumlinoïde par deux écoulements glaciaires successifs au sud-ouest de Montréal. *Géographie physique et Quaternaire*, 61(2-3), 119-119. <http://dx.doi.org/10.7202/038988ar>
- Dionne, J.-C. (1972). La dénomination des mers du postglaciaire au Québec. *Cahiers de géographie du Québec*, 16(39), 483-487. <http://dx.doi.org/10.1007/s11118-010-9176-y>
- Dionne, J.-C. (1984). Le rocher profilé : une forme d'érosion glaciaire négligée. *Géographie physique et Quaternaire*, 38(1), 69-74. <http://id.erudit.org/iderudit/032537ar>
- Dubois-Verret, M. (en cours). *Écoulements glaciaires, géomorphologie et paléogéographie de l'Outaouais (titre provisoire)*. (Mémoire de maîtrise non publié). Université du Québec à Montréal.
- Dyke, A.S., Dredge, L.A., et Hodgson, D.A. (2005). North American Deglacial Marine And Lake Limit Surfaces. *Géographie Physique et Quaternaire*, 59(2-3), 155-185. Récupéré de <http://www.erudit.org/revue/gpq/2005/v59/n2-3/014753ar.pdf>
- Dyke, A.S., (2004). An outline of North American deglaciation with emphasis on central and northern Canada, p. 373-424. Dans J. Ehlers and P.L. Gibbard (dir.), *Quaternary Glaciations, Extent and Chronology Part II: North America* (p. 68-88). New York : Elsevier.

- Dyke, A.S. et Prest, V.K. (1987). Late Wisconsinian and Holocene History of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, 41(2), 237-263.  
<http://id.erudit.org/iderudit/032681ar>
- Elson, J.A. (1960). *Littoral molluscs of the Champlain Sea*. Montreal : McGill University, Department of Geology.
- Elson, J.A. (1962). *Pleistocene geology of the St. Lawrence lowlands 54th Annual Meeting*. Montréal : New England Intercollegiate Geological Conference.
- Faessler, C. (1948). *Rapport géologique - Région du Lac Simon - Comté de Papineau* (Rapport géologique 33). Québec : Ministère des Mines, Service de la carte géologique.
- Fagnan, N., Nastev, M., Lefebvre, M., Martel, R. et Savard, M. (2001). *Résultats initiaux d'une partie des travaux de caractérisation hydrogéologique des aquifères fracturés du sud-ouest du Québec* (Recherche en cours, 2001-D7). Québec : Commission géologique du Canada. Récupéré de [http://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess\\_pubs/212/212126/cr\\_2001\\_d07.pdf](http://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess_pubs/212/212126/cr_2001_d07.pdf)
- Fairbanks, R.G. (2005). *Radiocarbon age to calendar age conversion*. Récupéré le 6 juin 2014 de <http://radiocarbon.ldeo.columbia.edu/cgi-bin/radcarbcal>
- Flint, R.F. (1971). *Glacial and Quaternary Geology*. New York, London : John Wiley and Sons Inc.
- Fulton, R.J. et Richard, S.H. (1987). Chronology of Late Quaternary events in the Ottawa region. Dans R.J. Fulton (dir.), *Quaternary Geology of the Ottawa Region, Ontario and Quebec* (Paper 86-23, p. 24-30). Ottawa : Geological Survey of Canada.  
[ftp://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess\\_pubs/122/122374/pa\\_86\\_23.pdf](ftp://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess_pubs/122/122374/pa_86_23.pdf)
- Gadd, N.R. (1961). *Surficial geology of the Ottawa area* (Paper 61-19). Ottawa : Geological Survey of Canada.
- Gadd, N.R. (1963). *Surficial geology of Ottawa map-area Ontario and Quebec 31G05* (Map 1132A). [Carte]. Échelle 1:50 000. Ottawa : Geological Survey of Canada.
- Gadd, N.R. (1976). *Surficial geology and landslides of Thurso-Russell map-area, Ontario* (Paper 75-35). Ottawa : Geological Survey of Canada.
- Gadd, N.R. (1977). *Offlap sedimentary sequence in Champlain sea, Ontario and Quebec* (Paper 77-1A). Ottawa : Geological Survey of Canada. Récupéré de [ftp://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess\\_pubs/119/119800/pa\\_77\\_1a.pdf](ftp://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess_pubs/119/119800/pa_77_1a.pdf)
- Gadd, N.R. (1980). Late-glacial regional ice-flow patterns in eastern Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 17(11), 1439-1453. <http://dx.doi.org/10.1038/2031227a0>
- Gadd, N.R. (1986). *Lithofacies of Leda Clay in the Ottawa Basin of the Champlain Sea* (Paper 85-21). Ottawa : Geological Survey of Canada. Récupéré de [http://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess\\_pubs/120/120619/pa\\_85\\_21.pdf](http://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess_pubs/120/120619/pa_85_21.pdf)



- Gadd, N.R. (1987). Geological setting and Quaternary deposits of the Ottawa region. Dans R.J. Fulton (dir.), *Quaternary Geology of the Ottawa Region, Ontario and Quebec* (Paper 86-23, p. 2-9). Ottawa : Geological Survey of Canada. Récupéré de [ftp://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess\\_pubs/122/122374/pa\\_86\\_23.pdf](ftp://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess_pubs/122/122374/pa_86_23.pdf)
- Gadd, N.R. (1988a). The basin, the ice, the Champlain Sea. Dans N.R. Gadd (dir.), *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea* (p. 15-24). Ottawa : Geological Association of Canada.
- Gadd, N.R. (1988b). Lithofacies relationships in a freshwater-marine transition of the Champlain Sea. Dans N.R. Gadd (dir.), *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea* (p. 83-90). Ottawa : Geological Association of Canada.
- Gadd, N.R., Richard, S.H. et Grant, D.R. (1981). *Pre-Last-Glacial Organic Remains in Ottawa Valley* (Current Research, Part C. Paper 81-1C, p. 65-66). Ottawa : Geological Survey of Canada. Récupéré de [ftp://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess\\_pubs/116/116175/pa\\_81\\_1c.pdf](ftp://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess_pubs/116/116175/pa_81_1c.pdf)
- Gao, C., Shirota, J. et Kelly, R.I. (2006). *Bedrock topography and overburden thickness mapping, southern Ontario* (Miscellaneous Release - Data 207). Toronto : Ontario Geological Survey, Sedimentary Geoscience Section.
- Gilbert, R. (1994). *Guide d'excursions dans le paysage glaciaire et postglaciaire du sud-est de l'Ontario et d'une partie du Québec* (Bulletin 453). Ottawa : Commission géologique du Canada.
- Globensky, Y. (1987). *Géologie des Basses-Terres du Saint-Laurent* (MM 85-02). Québec : Direction générale de l'exploitation géologique et minérale.
- Godbout, P.-M., Daigneault, R.-A., Roy, M. et Lamothe, M. (2012). *Géologie des formations superficielles. Région de Hawkesbury, Québec*, feuillet 31G10. [Carte]. 1:50 000. Montréal : Université du Québec à Montréal.
- Goldthwait, J.W. (1933). *The St. Lawrence Lowland*. Ottawa : Geological survey of Canada.
- Hambrey, M.J. (1994). *Glacial environments*. Vancouver : UBC Press.
- Hanley, P.T. (1972). *The surficial Geology and River Terraces of Allumette Island and Adjacent Parts of Ontario and Quebec*. (Mémoire de maîtrise). Université d'Ottawa.
- Harrison, J.E. (1972). *Quaternary geology of the North Bay-Mattawa* (Paper 71-26). Ottawa : Geological Survey of Canada. Récupéré de [http://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess\\_pubs/102/102405/pa\\_71\\_26.zip](http://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess_pubs/102/102405/pa_71_26.zip)
- Hillaire-Marcel, C. (1974a). État actuel des connaissances sur le relèvement glacio-isostatique dans la région de Montréal (Québec) entre moins 13 000 et moins 9 000 ans. Dans *Compte rendu de l'Académie Sc*, 278 (Série D, p. 1939-1942).



- Hillaire-Marcel, C. (1974b). La déglaciation au Nord-Ouest de Montréal : données radiochronologiques et faits stratigraphiques. *Revue de Géographie de Montréal*, 27(4), 407-417.
- Hillaire-Marcel, C. (1979). *Les mers post-glaciaires du Québec : quelques aspects*. (Thèse de doctorat). Université Pierre et Marie Curie.
- Hillaire-Marcel, C. (1980). Les faunes des mers post-glaciaires du Québec : quelques considérations paléocéologiques. *Géographie physique et Quaternaire*, 34, 3-59. Récupéré de <http://id.erudit.org/iderudit/1000383ar>
- Hillaire-Marcel, C. (1988). Isotopic composition (18O, 13C, 14C) of Biogenic Carbonates in Champlain Sea Sediments. Dans N.R. Gadd (dir.), *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea* (p. 177-194). Ottawa : Geological Association of Canada.
- Hillaire-Marcel, C. et Occhietti, S. (1977). Fréquence des datations au 14 C de faunes marines post-glaciaires de l'Est du Canada et variations paléoclimatiques. *Palaeoeco., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 21(1), 17-54.
- Hocq, M. (1994). *Géologie du Québec* (MM 94-01). Québec : Ministère des ressources naturelles.
- Horth, N., Daigneault, R.-A., Roy, M. et Lamothe, M. (2012). *Géologie des formations superficielles. Région de Arundel*. Feuillet 31G15. [Carte]. 1:50 000. Montréal : Université du Québec à Montréal.
- Hunter, J.A., Burns, R.A., Aylsworth, J.M. et Pullan, S.E. (2000). *Near-surface seismic-reflection studies to outline a buried bedrock basin in eastern Ontario* (Current Research 2000-E13). Ottawa : Geological Survey of Canada. Récupéré de [http://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess\\_pubs/211/211619/cr\\_2000\\_e13.pdf](http://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess_pubs/211/211619/cr_2000_e13.pdf)
- Johnston, W.A. (1917). *Pleistocene and Recent Deposits in the Vicinity of Ottawa, With a Description of the Soils* (No. 84, Geological Series, Memoir 101). Ottawa : Geological Survey of Canada.
- Karrow, P.F. (1961). The Champlain Sea and its sediments. Dans R. Legget (dir.), *Soils in Canada : Geological, Pedological and Engineering Studies* (Special publications, No. 3, p. 97-108). Ottawa : Royal Society of Canada.
- Karrow, P.F. (1989). Géologie quaternaire de la sous-région des Grands-Lacs. Dans R.J. Fulton (dir.), *Le Quaternaire du Canada et du Groenland* (Vol. 1, p. 348-374). Ottawa : Commission géologique du Canada.
- Kettles, I.M. et Shilts, W.W. (1987). Tills of the Ottawa region. Dans R.J. Fulton (dir.), *Quaternary Geology of the Ottawa Region, Ontario and Quebec* (Paper 86-23, p. 10-13). Ottawa : Geological Survey of Canada. Récupéré de [ftp://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess\\_pubs/122/122374/pa\\_86\\_23.pdf](http://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess_pubs/122/122374/pa_86_23.pdf)
- Lajoie, P.G. (1967). *Étude pédologique des comtés de Hull, Labelle et Papineau (Québec)*. Ottawa : Ministère de l'Agriculture du Canada, Direction de la recherche.

- Lajoie, P.G. (1974). Les coulées d'argile des Basses-terrasses de l'Outaouais, du Saint-Laurent et du Saguenay. *Revue de géographie de Montreal*, XXVIII(4), 419-428.
- Lajoie, P.G. (1999). *Les coulées d'argile et la formation des talus et des basses-terrasses de l'ancien et de l'actuel cours de l'Outaouais et du Saint-Laurent*. [Document non publié]. Récupéré de [http://www.oaq.qc.ca/getmedia/9fc608b8-fa1c-4a6d-a9e7-846bf72cbe1e/Outaouais-Les\\_coules\\_d-argile.aspx](http://www.oaq.qc.ca/getmedia/9fc608b8-fa1c-4a6d-a9e7-846bf72cbe1e/Outaouais-Les_coules_d-argile.aspx)
- Lamothe, M., 1977. Les dépôts meubles de la région de Saint-Faustin—Saint-Jovite, Québec. Cartographie, sédimentologie et stratigraphie. (Mémoire de maîtrise). Université du Québec à Montréal.
- Lamothe, M. (1989). A New Framework for the Pleistocene Stratigraphy of the Central St. Lawrence Lowland, Southern Québec. *Géographie Physique et Quaternaire*, 43(2), 119-129. Récupéré de <http://id.erudit.org/iderudit/032764ar>
- Lasalle, P. (1966). Late Quaternary vegetation and glacial history in the St. Lawrence Lowlands, Canada. *Leidse Geol. Mededel*, 38, 91-128.
- Lasalle, P. et Elson, J.A. (1975). Emplacement of the St. Narcisse Moraine as a Climatic Event in Eastern Canada. *Quaternary Research*, 5(4), 621-625. [http://dx.doi.org/10.1016/0033-5894\(75\)90018-6](http://dx.doi.org/10.1016/0033-5894(75)90018-6)
- Lasalle, P., et Shilts, W.W. (1993). Younger Dryas-age readvance of Laurentide ice into the Champlain Sea. *Boreas*, 22(2), 25-37. Récupéré de <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1502-3885.1993.tb00161.x/pdf>
- Laverdière, C. et Courtemanche, A. (1960). La géomorphologie glaciaire de la région du mont Tremblant. Deuxième partie : La région de Saint-Faustin – Saint-Jovite. *Cahiers de géographie du Québec*, 5(9), 5-5. <http://dx.doi.org/10.7202/020260ar>
- Leblanc, Y., Légaré, G., Lacasse, K., Parent, M. et Campeau, S. (2013). *Caractérisation hydrogéologique du sud-ouest de la Mauricie*. Rapport déposé au ministère du Développement durable, de l'Environnement, de la Faune et des Parcs dans le cadre du Programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines du Québec. 134 p., 15 annexes, 28 documents cartographiques (1:100 000) et une geodatabase. Trois-Rivières : Département des sciences de l'environnement, Université du Québec à Trois-Rivières. Récupéré de [https://oraprdnt.uqtr.quebec.ca/pls/public/gscw031?owa\\_no\\_site=1456](https://oraprdnt.uqtr.quebec.ca/pls/public/gscw031?owa_no_site=1456)
- Leverington, D.W., Mann, J.D., & Teller, J.T. (2002). Changes in the Bathymetry and Volume of Glacial Lake Agassiz between 9200 and 7700 14C yr B.P. *Quaternary Research*, 57(2), 244-252. Récupéré de <http://www.science-direct.com/science/article/pii/S0033589401923117>
- Levesque, A., Mayle, F., Walker, I., et Cwynar, L. (1993). A previously unrecognized late-glacial cold event in eastern North America. *Nature*, 361, 623-626.



- Lewis, C.F.M. et Anderson, T.W. (1989). Oscillations of levels and cool phases of the Laurentian Great Lakes caused by inflows from glacial Lakes Agassiz and Barlow-Ojibway. *Journal of Paleolimnology*, 2, 99-146. Récupéré de <http://link.springer.com/article/10.1007%2FBF00177043#>
- Lowdon, J.A. et Blake, W., Jr. (1978). *Geological Survey of Canada radiocarbon dates XVIII* (Paper 78-07). Ottawa : Geological Survey of Canada.
- Lowdon, J.A. et Blake, W., Jr. (1980). *Geological Survey of Canada radiocarbon dates XX*. (Paper 80-07). Ottawa : Geological Survey of Canada.
- Lowdon, J.A. et Blake, W., Jr. (1981). *Geological Survey of Canada radiocarbon dates XXI*. (Paper 81-07). Ottawa : Geological Survey of Canada.
- MacClintock, P. et Steward, D.P. (1965). *Pleistocene Geology of the St. Lawrence Lowland*. (Bulletin 3 ed.). Albany : University of the State of New York, State Education Dept.
- MacPherson, J.B. (1967). Raised Shorelines and Drainage Evolution in the Montréal Lowland. *Cahiers de géographie du Québec*, 11(23), 343-343. <http://dx.doi.org/10.7202/020731ar>
- Millette, S. (2013). *Application d'un modèle numérique de terrain LIDAR à l'étude des dépôts quaternaires et des lacs proglaciaires de la région du réservoir Gouin en Haute-Mauricie (Québec)*. (Mémoire de maîtrise). Université du Québec à Montréal. Récupéré de <http://www.archipel.uqam.ca/6007/>
- Millette, S., Daigneault, R.-A., Roy, M. et Lamothe, M. (2012). *Géologie des formations superficielles. Région de Chénéville*. Feuillet 31G14. [Carte]. 1:50 000. Montréal : Université du Québec à Montréal.
- Ministère des Ressources naturelles et de la Faune (2008). *Géologie de la région de Thurso, Québec*. Feuilles 31gk101, 31gk102, 31gk201, 31gk202. [fichier d'ordinateur]. Québec : Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Géologie Québec.
- Ministère des Ressources naturelles et de la Faune (2010). *Géofiche quaternaire*. [fichier d'ordinateur]. Québec : Ministère des Ressources naturelles et de la Faune.
- Naldrett, D.L. (1988a). The Late Glacial-Early Glaciomarine Transition in the Ottawa Valley: Evidence for a Glacial Lake? *Géographie physique et Quaternaire*, 42(2), 171-179. Récupéré de <http://www.erudit.org/revue/gpq/1988/v42/n2/032723ar.pdf>
- Naldrett, D.L. (1988b). Sedimentology, Stratigraphy and Micropaleontology of Pre- and Early-Champlain Sea Fine- Grained Facies from the Foster Sand Pit, Ottawa, Ontario. *Géographie physique et Quaternaire*, 42(2), 181-189. Récupéré de <http://id.erudit.org/iderudit/032724ar>
- Naldrett, D.L. (1990). Locomotion and feeding traces in Champlain Sea subaqueous outwash deposits near Ottawa, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27, 1495-1503. Récupéré de <http://www.nrcresearchpress.com/doi/pdfplus/10.1139/e90-159>



- Occhietti, S. (1989). Géologie quaternaire de la sous-région de la vallée du Saint-Laurent et des Appalaches. Dans R.J. Fulton (dir.), *Le Quaternaire du Canada et du Groenland* (Vol. 1, p. 374-418). Ottawa : Commission géologique du Canada.
- Occhietti, S. (2001). Deglaciation of the middle estuary and Charlevoix : an overview. Dans S. Occhietti (dir.), *Stratigraphy of the Pleistocene units on land and below the St. Lawrence Estuary, and deglaciation pattern in Charlevoix*, Chapitre I, p. 1-20. [Guide d'excursion]. Montréal : NorthEast Friends of the Pleistocene, 64th annual reunion, Québec, 1-3 June 2001.
- Occhietti, S. (2007). The Saint-Narcisse morainic complex and early Younger Dryas events on the southeastern margin of the Laurentide Ice Sheet. *Géographie physique et Quaternaire*, 61(2-3), 89-117. Récupéré de <http://www.erudit.org/revue/gpq/2007/v61/n2-3/038987ar.pdf>
- Occhietti, S., Govare, E., Klassen, R., Parent, M., & Vincent, J. (2004). Late Wisconsinan-Early holocene deglaciation of Québec-Labrador. *Developments in Quaternary Science*, 2, 243-273.
- Occhietti, S., Parent, M., Lajeunesse, P. et Robert, F. (2011). Late Pleistocene – Early Holocene Decay of the Laurentide Ice Sheet in Québec – Labrador. Dans J. Ehler, P. Gibbard et P. Hughes (dir.), *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology* (Vol. 15, p. 601-629). Amsterdam : Elsevier Inc. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00047-7>
- Occhietti, S. et Richard, P.J.H. (2003). Effet réservoir sur les âges  $^{14}\text{C}$  de la Mer de Champlain à la transition Pléistocène-Holocène : révision de la chronologie de la déglaciation au Québec méridional. *Géographie physique et Quaternaire*, 57(2-3), 115-138.
- Osborne, F.R. (1951). Parc des Laurentides ice cap and the Québec sea. *Naturaliste Canadien*, 78, 221-251.
- Page, P. (1977). *Les dépôts meubles de la région de Saint-Jean-de-Matha - Sainte-Émélie-de-L'Énergie (Québec) - Cartographie, stratigraphie, sédimentologie*. (Mémoire de maîtrise). Université du Québec à Montréal.
- Parent, M., Girard, F., Fagnan, N., Michaud, Y., Boisvert, É. et Fortier, R. (2008a). Caractérisation géologique des formations superficielles enfouies. Dans É. Boisvert, A.M. Bolduc, É. Bourque, N. Fagnan, R. Fortier, F. Girard, D. Larose-Charette, R. Lefebvre, R. Martel, Y. Michaud, D. Paradis, M. Parent et H. Vigneault (dir.), *Guide méthodologique pour la caractérisation régionale des aquifères granulaires* (p. 167). Québec : Ressources naturelles Canada/INRS Centre Eau Terre Environnement. Récupéré de [http://www.mddep.gouv.qc.ca/eau/souterraines/aquiferes/guide\\_granulaires.pdf](http://www.mddep.gouv.qc.ca/eau/souterraines/aquiferes/guide_granulaires.pdf)
- Parent, M., Girard, F., Fagnan, N., Michaud, Y., Boisvert, É. et Fortier, R. (2008b). Traitement et analyse des données sur les formations superficielles enfouies. Dans Boisvert, É., A. M. Bolduc, É. Bourque, N. Fagnan, R. Fortier, F. Girard, D. Larose-Charette, R. Lefebvre, R. Martel, Y. Michaud, D. Paradis, m. Parent et H. Vigneault (dir.), *Guide méthodologique pour la caractérisation régionale des aquifères granulaires* (p. 41-54). Récupéré de [http://www.mddep.gouv.qc.ca/eau/souterraines/aquiferes/guide\\_granulaires.pdf](http://www.mddep.gouv.qc.ca/eau/souterraines/aquiferes/guide_granulaires.pdf)

- Parent, M., Jubois, J.-M.M., Bail, P., Larocque, A., et Larocque, G. (1985). Paléogéographie du Québec méridional entre 12 500 et 8000 B.P. *Recherches Amérindiennes au Québec*, XV, 17-37.
- Parent, M. et Occhietti, S. (1988). Late Wisconsinan deglaciation and Champlain sea invasion in the St. Lawrence valley, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 42(3), 215-246.  
Récupéré de <http://www.erudit.org/revue/gpq/1988/v42/n3/032734ar.html>
- Parent, M. et Occhietti, S. (1999). Late Wisconsinan deglaciation and glacial lake development in the Appalachians of southeastern Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 53, 117-136.  
Récupéré de <http://www.erudit.org/revue/GPQ/1999/v53/n1/004859ar.html>
- Parent, M., Paradis, S.J. et Boivin, R. (2010). *Formations superficielles : légende et notes descriptives – 1/50 000 à 1/125 000*. Ottawa : Commission géologique du Canada - Québec.
- Parry, J.T. et Macpherson, J.B. (1964). The Saint-Faustin — Saint-Narcisse moraine and the Champlain Sea. *Revue de géographie de Montréal*, 18, 235-248.
- Prest, V.K. (1970). Quaternary geology of Canada. Dans R.J.W. Douglas (ed.), *Geology and economic minerals of Canada* (p. 676-764). Chapter XII. Economic Geology Report 1. 5<sup>e</sup> éd. Ottawa : Geological Survey of Canada.
- Prest, V.K. (1975). Géologie du Quaternaire au Canada. *Géologie et ressources minérales du Canada : Partie B (chapitres VIII à XIII)* (p. 751-853). Ottawa : Commission géologique du Canada.
- Prest, V.K. et Keyser, J.H. (1977). *Geology and engineering characteristics of surficial deposits: Montreal Island and vicinity, Quebec* (Paper 75-27). Ottawa : Geological Survey of Canada.  
Récupéré de <http://www.getcited.org/pub/102261746>
- Prichonnet, G. (1977). La déglaciation de la vallée du Saint-Laurent et l'invasion marine contemporaine. *Géographie physique et Quaternaire*, 31(3-4), 323-345. Récupéré de <http://id.erudit.org/iderudit/1000281ar>
- Prichonnet, G. (1984). *Réévaluation des systèmes morainiques du sud du Québec (Wisconsinien supérieur)* (Étude 83-29). Ottawa : Geological Survey of Canada.
- Prichonnet, G. (1988). Glacial Marine Facies of the Late Wisconsinian Champlain Sea (Southern Quebec). Dans N.R. Gadd (dir.), *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea* (p. 91-105). Ottawa : Geological Association of Canada.
- Rayburn, J.A., Cronin, T.M., Franz, D.A., Knuepfer, P.L.K., & Willard, D.A. (2011). Timing and duration of North American glacial lake discharges and the Younger Dryas climate reversal. *Quaternary Research*, 75(3), 541-551.  
<http://dx.doi.org/10.1016/j.yqres.2011.02.004>
- Reineck, H.-E. et Singh, I.B. (1973). *Depositional sedimentary environments: with reference to terrigenous clastics* (2<sup>e</sup> éd.). Berlin : Springer-Verlag.



- Ressources Naturelles du Canada (2003). *Données-cadres nationales de l'Atlas du Canada à l'échelle de 1/1 000 000, hydrologie - aires de drainage (WSC sous-sous-aires de drainage)*. [fichier d'ordinateur]. Série Atlas du Canada, données-cadre à l'échelle nationale 1/1 000 000. Ottawa : Ressources naturelles Canada.
- Richard, P.J.H., & Occhietti, S. (2005). 14C chronology for ice retreat and inception of Champlain Sea in the St. Lawrence Lowlands, Canada. *Quaternary Research*, 63(3), 353-358. <http://dx.doi.org/10.1016/j.yqres.2005.02.003>
- Richard, S.H. (1978). *Surficial Geology: Lachute-Montebello Area, Quebec* (Current Research, Part B. Paper 78-1 B, p. 115-119). Ottawa : Geological Survey of Canada. Récupéré de [ftp://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess\\_pubs/119/119823/pa\\_78\\_1b.pdf](ftp://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess_pubs/119/119823/pa_78_1b.pdf)
- Richard, S.H. (1980). *Surficial geology: Papineauville-Wakefield region, Québec* (Current Research, Part C, Paper 80-1 C, p. 121-128). Ottawa : Geological Survey of Canada. Récupéré de [ftp://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess\\_pubs/102/102243/pa\\_80\\_1c.pdf](ftp://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess_pubs/102/102243/pa_80_1c.pdf)
- Richard, S.H. (1984). *Géologie des formations en surface, Lachute-Arundel, Québec-Ontario* (Map 1577a). [Carte]. Échelle 1:100 000. Ottawa : Commission géologique du Canada. Récupéré de [ftp://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess\\_pubs/120/120010/gscmap-a\\_1577a\\_b\\_1984\\_mn01.pdf](ftp://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess_pubs/120/120010/gscmap-a_1577a_b_1984_mn01.pdf)
- Richard, S.H. (1991). *Géologie des formations en surface, Buckingham, Québec-Ontario* (Map 1670a). [Carte]. Échelle 1:100 000. Ottawa : Commission géologique du Canada. Récupéré de [ftp://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess\\_pubs/183/183823/gscmap-a\\_1670a\\_b\\_1991\\_mn01.pdf](ftp://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess_pubs/183/183823/gscmap-a_1670a_b_1991_mn01.pdf)
- Richard, S.H., Vincent, J.S. et Gadd, N.R. (1976). *Surficial geology, Thurso, Ont. Part only 31G/11 W½* (Current Research, Part B. Paper 75-1, 113-117). Ottawa : Geological Survey of Canada. Récupéré de [ftp://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess\\_pubs/129/129466/gscof\\_368\\_f\\_1976\\_mn01.pdf](ftp://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess_pubs/129/129466/gscof_368_f_1976_mn01.pdf)
- Rimando, R.E. et Benn, K. (2005). Evolution of faulting and paleo-stress field within the Ottawa graben, Canada. *Journal of Geodynamics*, 39(4), 337-360. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2005.01.003>
- Rivers, T., Martignole, J., Gower, C.F. et Davidson, A. (1989). New tectonic divisions of the Grenville Province, Southeast Canadian Shield. *Tectonics*, 8(1), 63-63. <http://dx.doi.org/10.1029/TC008i001p00063>
- Robert, F. (2001). *Photo-interprétation à grande échelle et système d'information géographique : outils de reconstitution du retrait glaciaire dans les Laurentides*. (Mémoire de maîtrise). Université du Québec à Montréal.
- Rodrigues, C.G. (1987). Late Pleistocene invertebrate macrofossils, microfossils and depositional environments of the western basin of the Champlain Sea. Dans R.J. Fulton (dir.), *Quaternary Geology of the Ottawa Region, Ontario and Quebec* (Paper 86-23, p. 16-23). Ottawa :



- Geological Survey of Canada. Récupéré de [ftp://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess\\_pubs/122/122374/pa\\_86\\_23.pdf](ftp://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess_pubs/122/122374/pa_86_23.pdf)
- Rodrigues, C.G. (1988). Late Quaternary Invertebrate Faunal Associations and Chronology of the Western Champlain Sea Basin. Dans N.R. Gadd (dir.), *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea* (p. 155-177). Ottawa : Geological Association of Canada.
- Rodrigues, C.G. (1992). Successions of invertebrate microfossils and the late quaternary deglaciation of the central St Lawrence Lowland, Canada and United States. *Quaternary Science Reviews*, 11(5), 503-534.
- Rodrigues, C.G. et Richard, S.H. (1985). *Temporal distribution and significance of late pleistocene fossils in the western Champlain Sea Basin, Ontario and Quebec* (Paper 81-1b). Ottawa : Geological Survey of Canada. Récupéré de [ftp://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess\\_pubs/120/120220/pa\\_85\\_1b.pdf](ftp://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess_pubs/120/120220/pa_85_1b.pdf)
- Rodrigues, C.G. et Richard, S.H. (1986). *An ecostratigraphic study of late pleistocene sediments of western Champlain Sea Basin, Ontario and Quebec* (Current research part B. Paper 85-1 B, 401-411). Ottawa : Commission géologique du Canada.
- Rodrigues, C.G., et Vilks, G. (1994). The impact of glacial lake runoff on the Goldthwait and Champlain Seas: The relationship between Glacial Lake Agassiz runoff and the Younger Dryas. *Quaternary Science Reviews*, 13, 923-944.
- Ross, M. (2004). *Stratigraphie et architecture des formations quaternaires au nord-ouest de Montréal - Applications en hydrogéologie régionale*. (Thèse de doctorat). Université du Québec INRS-Eau, Terre & Environnement. <http://www1.ete.inrs.ca/pub/theses/T000361.pdf>
- Ross, M., Parent, M., Benjumea, B. et Hunter, J. (2006). The late Quaternary stratigraphic record northwest of Montreal: Regional ice-sheet dynamics, ice-stream activity, and early deglacial events. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 43(4), 461-485. <http://dx.doi.org/10.1139/E05-118>
- Ross, M., Parent, M., Bolduc, A.M., Hunter, J. et Benjumea, B. (2001). *Étude préliminaire des formations quaternaires comblant les vallées des basses Laurentides, nord-ouest de Montréal, Québec* (Recherche en cours. Papier 2001-D5). Ottawa : Commission géologique du Canada. Récupéré de <http://dsp-psd.pwgsc.gc.ca/Collection/M44-2001-D5F.pdf>
- Rust, B.R. (1987). Subaqueous Outwash Deposits of the Ottawa Region. Dans R.J. Fulton (dir.), *Quaternary Geology of the Ottawa Region, Ontario and Quebec* (Paper 86-23, p. 14-15). Ottawa : Geological Survey of Canada. Récupéré de [ftp://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess\\_pubs/122/122374/pa\\_86\\_23.pdf](ftp://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess_pubs/122/122374/pa_86_23.pdf)
- Rust, B.R. et Romanelli, R. (1975). Late Quaternary Subaqueous Outwash Deposits Near Ottawa, Canada. Dans A.V. Jopling et B.C. MacDonald (dir.), *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation* (Special pub 23, p. 177-192). Tulsa : Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.

- Sanford, B.V. et Arnott, R.W.C. (2010). *Stratigraphic and structural framework of the Potsdam Group in eastern Ontario, western Quebec and northern New York State* (Bulletin 597). Ottawa : Geological Survey of Canada. Récupéré de [http://publications.gc.ca/collections/collection\\_2010/nrcan/M42-597-eng.pdf](http://publications.gc.ca/collections/collection_2010/nrcan/M42-597-eng.pdf)
- Scott, J.S. (1976). Geology of Canadian Tills. Dans R.F. Legget (dir.), *Glacial Till* (Special Publication No. 12, p. 50-66). Ottawa : The Royal Society of Canada.
- Scott, J.S. (2003). *A review of the geology and geotechnical characteristics of Champlain Sea clays of the Ottawa River Valley with reference to slope failures* (Open File 4475). Ottawa : Geological Survey of Canada. Récupéré de [http://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess\\_pubs/214/214454/of\\_4475.pdf](http://ftp2.cits.rncan.gc.ca/pub/geott/ess_pubs/214/214454/of_4475.pdf)
- Sharma, S., Dix, J.R., Coniglio, M., Achab, A. et Riva, J.F.V. (2005) *Records of Punctuated Tectonism in Platform-Interior Graben Systems (Ontario, Canada) Far-Flung from Contemporaneous Taconic Orogenesis in the Northern Appalachians*. Poster presentation at AAPG Annual Convention. Alberta : Calgary. 19–22 juin 2005.
- Sharpe, D.R. (1979). *Quaternary geology of the Merrickville area* (Report 180). Ottawa : Ministry of Natural Resources, Ontario Geological Survey.
- Sharpe, D.R. (1988). Glaciomarine Fan Deposition in the Champlain Sea. Dans N.R. Gadd (dir.), *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea* (p. 63-82). Ottawa : Geological Association of Canada.
- Sheldrick, B.H. (1984). *Analytical methods manual*. (Vol. Contribution no. 84-30). Ottawa : Agriculture Canada, Land Ressource Research Institute.
- Simard, J., Occhietti, S. et Robert, F. (2003). Retrait de l'inlandsis sur les Laurentides au début de l'Holocène : transect de 600 km entre le Saint-Maurice et le Témiscamingue (Québec). *Géographie physique et Quaternaire*, 57(2-3), 189-204. Récupéré de <http://id.erudit.org/iderudit/C11313ar>
- Stafleu, J., Maljers, D., Busschers, F., Gunnink, J. et Vernes, R. (2011). TNO–Geological Survey of the Netherlands: 3-D Geological Modeling of the Upper 500 to 1,000 Meters of the Dutch Subsurface. Dans R.C. Berg, S.J. Mathers, H. Kessler et D.A. Keefer (dir.), *Synopsis of Current Three-dimensional Geological Mapping and Modeling in Geological Survey Organizations* (p. 64-68). Champaign : Illinois State Geological Survey / British Geological Survey. <http://library.isgs.uiuc.edu/Pubs/pdfs/circulars/c578.pdf>
- Sugden, D.E. et John, B.S. (1976). *Glaciers and Landscape: A Geomorphological Approach*. New York : Edward Arnold.
- Teller, J.T. (1988). Lake Agassiz contribution. Dans N.R. Gadd (dir.), *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea* (p. 281-289). Ottawa : Geological Association of Canada.
- Teller, J.T. (2013). Lake Agassiz in the Younger Dryas. *Quaternary Research*, 80(3), 361-369. <http://dx.doi.org/10.1016/j.yqres.2013.06.011>



- Teller, J.T., Leverington, D.W. et Mann, J.D. (2002). Freshwater outbursts to the oceans from glacial Lake Agassiz and their role in climate change during the last deglaciation. *Quaternary Science Reviews*, 21(8-9), 879-887. [http://dx.doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00145-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00145-7)
- Terasmae, J. (1965). *Surficial Geology of the Cornwall and St Lawrence Seaway Project Areas, Ontario* (Bulletin 121). Ottawa : Geological Survey of Canada.
- Torrence, J.K. (1988). Mineralogy, pore-water chemistry, and geotechnical behaviour of Champlain sea and related sediments. Dans N.R. Gadd (dir.), *The Late Quaternary Development of the Champlain Sea* (p. 259-275). Ottawa : Geological Association of Canada.
- Tremblay, T. (2008). *Hydrostratigraphie et géologique du Quaternaire dans le bassin-versant de la rivière Châteauguay, Québec*. (Mémoire de maîtrise). Université du Québec à Montréal. <http://www.archipel.uqam.ca/1814/1/M10248.pdf>.
- Van Hoesel, A., Hoek, W.Z., Pennock, G.M., & Drury, M.R. (2014). The Younger Dryas impact hypothesis: a critical review. *Quaternary Science Reviews*, 83, 95-114. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.10.033>
- Veillette, J.J. (1994). Evolution and paleohydrology of glacial lakes Barlow and Ojibway. *Quaternary Science Reviews*, 13(9-10), 945-971. Récupéré de <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0277379194900108>
- Veillette, J.J. (2004). Ice-flow chronology and palimpsest, long-distance dispersal of indicator clasts, north of the St. Lawrence river valley, Quebec. *Géographie physique et Quaternaire*, 58(2-3), 187-216. Récupéré de <http://id.erudit.org/iderudit/013138ar>
- Veillette, J.J., Dyke, A.S., Roy, M. (1999). Ice-flow evolution of the Labrador Sector of the Laurentide Ice Sheet: a review, with new evidence from northern Quebec. *Quaternary Science Reviews* 18, 993-1019. [http://dx.doi.org/10.1016/S0277-3791\(98\)00076-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0277-3791(98)00076-6)
- Veillette, J.J. et Nixon, F.M. (1984). Sequence of Quaternary sediments in the Bélanger sand pit, Pointe-Fortune, Québec-Ontario. *Géographie physique et Quaternaire*, 38(1), 59-68. Récupéré de <http://id.erudit.org/iderudit/032536ar>